



TITLE:

夏季モンスーン期におけるアジア 熱帯域での対流活動と降雨の特性 に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

大澤, 輝夫

CITATION:

大澤, 輝夫. 夏季モンスーン期におけるアジア熱帯域での対流活動と降雨の特性に関する研究. 京都大学, 2000, 博士(理学)

ISSUE DATE:

2000-03-23

URL:

<https://doi.org/10.11501/3167112>

RIGHT:

新制

理

1154

学位申請論文

大 澤 輝 夫

論文目録

主論文

1. 題目
夏季モンスーン期におけるアジア熱帯域での対流活動と降雨の特性に関する研究
2. 公表の方法・時期
学位授与後に「平成 11 年度地球惑星科学専攻・地球物理学分野博士論文集」に掲載
3. 冊数 1 冊

参考論文

1. Intraseasonal variation of monsoon activities associated with the rainfall over Bangladesh during the 1995 summer monsoon season
(1995 年夏季モンスーン期のバングラデシュでの降雨に関連するモンスーン活動の季節内変動)
Journal of Geophysical Research, (平成 11 年 7 月投稿), 掲載予定
Teruo Ohsawa, Taiichi Hayashi, Yasushi Mitsuta, Jun Matsumoto の共著
2. Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia
(アジア熱帯域での対流活動と降水量の日変化)
Journal of the Meteorological Society of Japan, (平成 11 年 12 月投稿), 投稿
Teruo Ohsawa, Hiromasa Ueda, Taiichi Hayashi, Akira Watanabe, Jun Matsumoto の共著
3. Characteristics of monsoon rainfall over Bangladesh in 1995
(1995 年モンスーン期間中のバングラデシュでの降雨特性)
京都大学防災研究所年報, 第 40 号, B-1, 211-222 頁, (平成 9 年 4 月刊行), 掲載
Teruo Ohsawa, Taiichi Hayashi, Jun Matsumoto, Taro Oka, Yasushi Mitsuta の共著
4. Spectral analysis of rainfalls in the north-east area of Bangladesh in 1995 monsoon season
(1995 年モンスーン期のバングラデシュ北東部における降水量のスペクトル解析)
Proceedings of Final Seminar on Japan-Bangladesh Joint Study Project (Topic2), August 5-6, 1997, Dhaka, Bangladesh, 82-88 頁, (平成 9 年 8 月刊行), 掲載
Taiichi Hayashi, Teruo Ohsawa, Jun Matsumoto の共著
5. Several characteristics of rainfall in Bangladesh during the 1995 summer monsoon season
(1995 年夏季モンスーン期のバングラデシュでの降雨特性)
Proceedings of Final Seminar on Japan-Bangladesh Joint Study Project (Topic2), August 5-6, 1997, Dhaka, Bangladesh, 76-81 頁, (平成 9 年 8 月刊行), 掲載
Taiichi Hayashi, Jun Matsumoto, Teruo Ohsawa の共著

6. Rainfall features in northeastern Bangladesh during 1995 summer
(1995 年夏季のバングラデシュ北東部での降雨特性)
Proceedings of Final Seminar on Japan-Bangladesh Joint Study Project (Topic2), August 5-6, 1997, Dhaka, Bangladesh, 70-75 頁, (平成 9 年 8 月刊行), 掲載
Jun Matsumoto, Taiichi Hayashi, Teruo Ohsawa の共著
7. Characteristics of rainfall in Bangladesh during summer monsoon season
(夏季モンスーン期間中のバングラデシュの降雨特性)
Proceedings of International Conference on Large Scale Water Resources Development in Developing Countries, October 20-23, 1997, Kathmandu, Nepal, MM31-MM38 頁,
(平成 9 年 10 月刊行), 掲載
Teruo Ohsawa, Taiichi Hayashi, Yasushi Mitsuta の共著
8. Relations between meso-scale disturbances and heavy rainfall in Bangladesh during the 1995 summer monsoon season
(1995 年夏季モンスーン期のバングラデシュにおけるメソ擾乱と豪雨の関係)
Proceedings of International Symposium on Natural Disaster Prediction and Mitigation
December 1-5, 1997, Kyoto, Japan, 433-438 頁, (平成 9 年 12 月刊行), 掲載
Teruo Ohsawa, Taiichi Hayashi, Taro Oka, Yasushi Mitsuta, Mashfuiqus Salehin,
Mir F. Qayyum の共著
9. Climatological features of convective activity and rainfall over Thailand during the summer monsoon season
(夏季モンスーン期のタイにおける対流活動と降水量の気候学的特性)
Enhanced Rawinsonde Observation for GAME-Tropics IOP in 1998,
GAME-Tropics Publication, No.5, GAME Publication, No.11, 東京大学気候システム
センター発行, 310-319 頁, (平成 11 年 1 月刊行), 掲載
Teruo Ohsawa, Hiromasa Ueda, Akira Watanabe の共著
10. The characteristics of atmospheric structure in Northern Thailand before and after the onset of a southwest monsoon
(タイ北部におけるモンスーンのオンセット前後の大気構造の特徴)
Enhanced Rawinsonde Observation for GAME-Tropics IOP in 1998,
GAME-Tropics Publication, No.5, GAME Publication, No.11, 東京大学気候システム
センター発行, 320-327 頁, (平成 11 年 1 月刊行), 掲載
Akira Watanabe, Yoshihiro Tachibana, Yoshiaki Shibagaki, Sinya Ogino, Teruo Ohsawa,
Kinji Furukawa, Yukinori Nakajima, Teerapont Pogrermddee, Thongchai Saewekul,
Charun Chanplong, Warasak Samroeng, Nipote Wichajarm, Donyapon Bisonsyabut,
Patipat Patvivatsiri, Akimasa Sumi, Katsumi Mushiake の共著

平成 11 年 12 月 20 日

学位授与申請者

氏名 大澤 輝夫

主論文

夏季モンスーン期におけるアジア熱帯域での対流活動と
降雨の特性に関する研究

京都大学大学院理学研究科博士後期課程平成9年進学

大澤 輝夫

1999年12月

要 旨

アジア熱帯域において夏季モンスーン期間中に顕著に見られる季節内変動と日変化について解析を行った。

季節内変動についてはバングラデシュでの降雨変動を中心に調べた。1995 年のモンスーン期には 20 日程度の降雨変動が卓越し、この変動は、総観規模スケールのモンスーン活動のいわゆる 10-20 日変動に対応していた。バングラデシュでのモンスーン活動は、従来よりインドにおいて研究例の多い 10-20°N 付近の活動とは逆位相になる。総観規模の対流活動は、850hPa のモンスーントラフ南側の南西風領域で最も活発であるので、モンスーントラフがヒマラヤ山麓まで北上した時にその南に位置するバングラデシュでは降水量が増加する。またバングラデシュは東側と北側に山岳を有することから、この南西風の強化は地形の影響によって局地的な対流活動を活発化する。特に北部のシロン高地付近では、深夜から早朝にかけて発達する局地的な対流活動が見られ、バングラデシュ北部の多降水量と密接に関連していることが明らかになった。1995 年のバングラデシュでの降雨変動は、20 日程度の周期でベンガル湾を北上する活発な対流活動を伴った強い南西風領域の到達と、到達後の南西風と地形による局地的な対流活動強化という 2 つの観点から解釈することができる。

日変化については、アジア熱帯域での包括的な気候学的特性を明らかにするために、高い時間空間分解能を持つ気象衛星データによる対流活動の解析と、アジア熱帯域 4ヶ国の降水量データの解析を同時に行った。日変化パターンの空間分布を示す際にこれまで多くの研究で用いられてきた日変化第一調和成分の極大時刻は、対流活動の非正弦曲線的な日変化に起因して、実際の極大時刻よりも 2、3 時間ずれることが示された。それ故、本研究では第一調和成分を使わず、実際の極大、極小の時刻を用いて日変化のパターンを調べた。陸上の降水量の日変化には、午後・夕方あるいは深夜・早朝に極大を持つ 2 つのパターンが存在する。深夜・早朝に極大を示す観測点は、山岳風上地域、盆地・谷状地域及び海岸地域に限定的に見られ、午後・夕方に極大を示す観測点に比べてその数は少ないが、降水量は数倍多い。そのために、地域全体（4ヶ国全体）での降水量の日変化は、5 時と 16 時に同等な 2 つの極大を示す。

夏季モンスーン期間中のアジア熱帯域での降水量は、卓越する南から西よりのモンスーンの影響を受けて、山岳風上地域で多く、風下領域で少ないという地形に強く依存した分布を示し、一般にこの降雨分布は、湿潤な下層モンスーンの山岳による収束及び強制上昇という観点から解釈される。本論文では、降水量の多いそのような山岳風上地域において、降水量が深夜から早朝に極大となり、日平均値からの偏差が数 10% から時に 100% を越えるような日変化が見られることを明らかにした。このような日変化は、地形自体による下層風の強制上昇という観点からだけでは説明ができず、降水量が地形に起因する局地循環に影響されていることを強く示唆するものである。この結果は、高い時間空間分解能（1 時間間隔、0.2°×0.2° 格子）を持つ気象衛星データや、複数の国から得られた 1 時間あるいは 3 時間降水量データを同時に解析することによって、アジア熱帯域では初めて包括的に明らかになったことであり、今後の物理的、理論的研究に対しての萌芽的役割を持つ解析結果であると言える。

目 次

要旨	i
目次	ii
図目次	iv
第 1 章 序論	1
第 2 章 モンスーン活動の季節内変動 –バングラデシュを中心として–	4
2.1 研究背景	4
2.2 データ	6
2.3 1995 年のモンスーン期間中の降雨の概要	8
2.3.1 総降水量分布	8
2.3.2 時間変動	8
2.4 モンスーン活動の活動期と休止期	9
2.5 モンスーンの南西風成分と対流活動	12
2.5.1 南西風成分	12
2.5.2 局地的な対流活動	14
2.5.3 総観規模の対流活動	16
2.6 モンスーン活動の 20 日変動	17
2.7 第 2 章のまとめ	21
第 3 章 対流活動及び降雨の日変化特性 –気候学的解析–	23
3.1 研究背景	23
3.2 解析手法	24
3.2.1 降水量データ	24
3.2.2 気象衛星データ	24
3.2.3 日変化の表示方法	27
3.3 日変化の一般特性	28
3.3.1 対流活動	28
3.3.2 降水量	32
3.4 日変化の地域特性	34
3.4.1 バングラデシュ	34
3.4.2 タイ	37
3.4.3 ベトナム	40

図 目 次

1.1	夏季モンスーン地域の雲量や降雨に影響する総観規模の循環の主な特徴 (Johnson and Houze, 1987 より)。6-9 月の降水量が 1,000mm を越える 100°E 以西の陸上域に斜線を施す。'B' はバングラデシュの位置を示す。	2
2.1	(a) バングラデシュの 32 地点のデータに基づく 6-9 月の平均降水量分布 [mm/4months] (1948-91 年) (Hussain and Sultana, 1996 より)。(b) インドの 306 地点のデータに基づく 6-9 月の平均降水量分布 [cm/4months] (1871-1990 年) (Pant and Rupa Kumar, 1997 より)。	5
2.2	バングラデシュ気象局観測点 (丸印) 及び雨量計観測点 (四角印)。図中の各番号は付録の表 A1 中の番号に一致する。明、暗の陰影はそれぞれ標高が 200m 及び 1,000m 以上の地域を示す。	6
2.3	BMD の 29 地点と雨量計 7 地点のデータに基づく 1995 年 6-9 月の総降水量 (mm)。	7
2.4	(a) 20 地点の日降水量を基に定義されたバングラデシュ国内平均日降水量 ABDR (All-Bangladesh Daily Rainfall)。実線は 2.2 節で説明された 30 年平均年変化を示す。(b) 30 年平均年変化からの ABDR の偏差。30 年平均年変化に対するパーセントで表示した。図中、A 及び B は降雨活動の活動期と休止期を示す。	9
2.5	FFT (Fast Fourier Transform) で求めた国内平均日降水量 ABDR のパワースペクトル密度 (実線)。波線は、ABDR から 30 年平均年変化を引いた後に求めたもの。	10
2.6	バングラデシュでの降水量を基に定義された (a) 活動期と (b) 休止期における、850hPa の等圧面高度 (m) と風 (m/s)、及び T_{BB} (K) のコンボジット。GMS の観測範囲の限界から T_{BB} 分布は 80°E 以東のみで表示され、明、暗の陰影が 260K 及び 240K 以下の領域を示す。太い点線はモンスーントラフの位置を示す。	11
2.7	ダッカにおける (a) 活動期と (b) 休止期の地上及び高層の平均風。	12
2.8	6 月 1 日から 9 月 30 日までの 122 日間における、国内平均日降水量 ABDR と (a) 850hPa 等圧面高度、(b) 850hPa 東西風、及び (c) 850hPa 南北風との相関係数の空間分布。(a) では負の相関係数の領域に、(b) と (c) では正の領域に陰影が付けてある。	13
2.9	1995 年 6 月 16-17 日に観測されたメソ擾乱。(a) T_{BB} (K) の分布。コン	

- ターは 245K から 10K 間隔。(b) 地上風 (m/s) の分布。21 時の太点線は地上風の不連続線 (収束線) を示す。(c) 地上の相当温位 (K) の分布。コンターは 4K 毎。(d) 3 時間降水量分布。コンターは 10mm 毎で 0.1mm/3hr 以上の降雨のあった領域に陰影を付けた。 15
- 2.10 850hPa 面上のモンスーントラフ軸に相対的な T_{BB} と 850hPa 東西風のモンスーン期間平均分布。90°E 上での 850hPa 面上の最低等圧面高度を東西に伸びるモンスーントラフの軸と定義し、この軸に対する 90°E 上の T_{BB} (実線) と 850hPa 東西風 (破線) の南北分布を示した。 16
- 2.11 90°E, 22.5°N を基準点とした、東西風の 20 日変動の時間ラグ相関。ラグ日数 -12 日から +9 日まで 3 日毎の分布を示す。コンター間隔は 0.15 で、正の相関領域を陰影で示す。 18
- 2.12 85-95°E 間で平均した (a) T_{BB} 及び (b) 東西風の 20 日変動の時間緯度断面。(a) では負の値を陰影で表し、コンター間隔は 5K である。(b) では正の値を陰影で表し、コンター間隔は 1m/s である。バングラデシュは 21-26°N (破線で表示) に位置する。(c) 国内平均日降水量 ABDR の 20 日変動。 19
- 2.13 1995 年 6 月 7 日-6 月 22 日と 6 月 25 日-7 月 11 日の、88-93°E で平均された 3 時間毎の T_{BB} の時間緯度断面。コンター間隔は 10K で 260K 以下の領域のみ表示。 20
- 3.1 (a) 1995 年 6-8 月平均のバングラデシュ・シレット (シャジャラル大学) での 1 時間降水量。(b) 同じ降水量を 3 時間降水量で表したもの。(c) (a) と (b) から定義される日変化。実線は (a) に対する 3 時間移動平均を表し、破線は (b) をスプライン内挿して得られた 1 時間降水量。(d) 日変化の評価に用いられるパラメータ。 25
- 3.2 (a) 1996-97 年 6-8 月のタイ 36 地点での 3 時間降水量と $T_{BB}(IR1)$ の関係。 $T_{BB}(IR1)$ の値は 3 時間の中で最も低い値を用いた。(b) $\Delta T_{BB}(= T_{BB}(IR1) - T_{BB}(WV))$ と 3 時間降水量の関係。(c) $T_{BB}(IR1)$ と ΔT_{BB} との関係。(d) 様々なしきい値以下の $T_{BB}(IR1)$ (破線) 及び ΔT_{BB} (実線) の出現頻度と地上降水量との相関。1996-97 年 6-8 月の 184 日の期間において、各観測点を含む $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子状での、様々なしきい値以下の $T_{BB}(IR1)$ 、 ΔT_{BB} の出現頻度とその観測点での平均日降水量とを比較した。 26
- 3.3 1996-99 年 6-8 月の期間中、各 $1^\circ \times 1^\circ$ 格子において $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が (a) 極大、(b) 極小になる時刻。この時刻は、 $1^\circ \times 1^\circ$ に含まれる 25 個の $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子値を平均した日変化から求められた。ベクトルの向きは出現頻度が (a) 極大、(b) 極小になる時刻を示し、北、東、南、西の方角はそれぞれ 00 時 (地方時)、06 時、12 時、18 時を示す。ベクトルの長さは、それら極大値、極小値の日平均出現頻度からの偏差を示す。明、暗の陰影はそれぞれ 0m、1,000m 以上の標高を示す。 29
- 3.4 80-120°E、0-30°N の解析領域に含まれる陸上 13,804 格子、海上 16,196 格子のそれぞれについての $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の平均出現頻度の日変化。実線、破線はそれぞれ陸上、海上の日変化を表す。 30

3.5	各時刻に $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が極大（実線）、極小（破線）になる格子の数。(a) 陸上、(b) 海上のそれぞれの全格子に対する割合 (%) で表示した。	30
3.6	海上での $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度の第二極大値。表示は図 3.5 と同じ。この第二極大値は、日平均出現頻度以上かつ前後 2 時間以上でそれぞれ増加、減少を示す極値として定義した。この第二極大値は海上全体の 43% の格子で見られる。破線は第一極大と第二極大の合計数を示す。	31
3.7	第一調和成分の極大時刻の分布。図 3.5 と同様に、(a) 陸上、(b) 海上ごとに表示した。	32
3.8	4ヶ国の全 101 地点の降水量を平均した日変化。	33
3.9	(a) 各時刻に降水量の極大（実線）、極小（破線）を示す観測点の数。(b) 各観測点の降水量の極大時刻（横軸）と 6-8 月平均日降水量（縦軸）の関係。実線は各時刻に極大を持つ観測点の平均日降水量を示す。	34
3.10	(a) バングラデシュの 31 観測点における 6-8 月の平均日降水量。円の面積が降水量を表す。地図中の等高線は 200m から 400m の間隔で描かれている。(b) 降水量が極大となる時刻。図 3.3 と同様に、ベクトルで極大時刻を示す。ただし、この図では日平均時間降水量からの偏差をベクトルの長さではなく円の面積で表している。図中のアルファベットで示される地域は本文中で参照される。	35
3.11	NCEP 客観解析データによる 6-8 月の (a) 850hPa と (b) 200hPa の風の気候値 (1979-95 年平均)。明、暗の陰影はそれぞれ 0m、1,000m 以上の標高を示す。	36
3.12	バングラデシュとその周辺地域での対流活動の極大時刻。 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が極大になる時刻とその極大値の日平均出現頻度からの偏差を図 3.3 と同様なベクトル形式で示す。太実線は海岸線を示し、細実線は 1,000m、3,000m の等高線、破線は国境を示す。00 時から 12 時の間に極大が見られる地域に陰影が付けてある。	37
3.13	タイの 36 観測点における 6-8 月の平均日降水量。表示は図 3.10 と同じ。ただし、(b) には第一極大時刻だけでなく、第二極大時刻も表示してある。	38
3.14	タイとベトナムを含むインドシナ半島周辺での対流活動の極大時刻。表示は図 3.12 と同じ。	39
3.15	ベトナムの 17 観測点における 6-8 月の平均日降水量。表示は図 3.10 と同じ。	40
3.16	マレーシアの 17 観測点における 6-8 月の平均日降水量。表示は図 3.10 と同じ。マレーシアの地方標準時はグリニッジ標準時 (GMT) + 8 時であるが、これはボルネオ島東部を通る 120°E の経線の地方時に相当する。従って、マレーシア半島の観測点に関しては 105°E の地方時に相当する GMT + 7 時をそこでの地方時とした。ボルネオ島の観測点には GMT + 8 時を適用している。	42
3.17	(a) マレー半島付近と (b) ボルネオ島周辺での対流活動の極大時刻。表示は図 3.12 と同じ。	43

3.18 (a) 陸上で、対流活動が $17\text{LT} \pm 2 \text{ hours}$ に極大になる地域。(b) 同、 $04\text{LT} \pm 2 \text{ hours}$ 。(c) 海上で、対流活動が $14\text{LT} \pm 2 \text{ hours}$ に極大になる地域。(d) 同、 $07\text{LT} \pm 2 \text{ hours}$ 。これらの中央の時刻は図 3.5 に見られる陸上及び海上での極大時刻である。細実線は 500m と 2,000m の等高線を示す。 45

第1章 序論

熱帯域の対流活動や降雨に伴うエネルギー・水循環は、熱帯のみならず、地球全体の気象現象、長期的な気候変動に大きな影響を与えている。また、そのような気象・気候学的重要性以外に、熱帯域各国の水資源問題、洪水、豪雨、干ばつ等の自然災害とも密接に関係し、水文学や防災の観点からも非常に重要な大気現象である。

アジア熱帯域は、他の熱帯域と比べて南北の海陸コントラストが強く、また対流圏中層にまで達するチベット高原が存在することから、その地形特性上、地球で最も顕著なモンスーンが卓越する（図 1.1）。夏季モンスーン期間中、アジア熱帯域の対流圏下層では、平均して 5-10m/s 程の西～南西の風が卓越し、南西モンスーン（Southwest monsoon）と呼ばれる。この期間、熱赤道はパキスタン中部からバングラデシュ付近に向かって、ヒマラヤ山脈とほぼ平行に北西-南東方向に伸びており、対流圏下層での低圧帯に対応している。一般に、この低圧帯はモンスーントラフ（Monsoon Trough）と呼ばれ、このトラフの北側の対流圏下層の風は南東風になっている。一方対流圏上層では、チベット高原南部を中心に高気圧性に吹き出す平均 10-15m/s 程の東～北東風が卓越する。

モンスーンの「入り」や「明け」には、降水量、風向風速、温度等を用いた様々な定義の仕方があるが（*e.g.*, Tao and Chen, 1987; Ahmed and Karmakar, 1993）、一般には、モンスーンの「入り」は、インドシナ半島付近で 5 月中旬頃に始まり、北西方向に進んで 6 月中旬にはパキスタン付近に達する。「明け」は「入り」ほど明確ではなく、8 月下旬から 12 月頃にかけてゆっくりと逆のコースをたどる（Tao and Chen, 1987）。この期間中の南西モンスーンは、アラビア海やベンガル湾から十分な水蒸気の補給を受けて、アジア大陸やインド亜大陸、インドシナ半島等の西岸や山岳の風上斜面に多量の降雨をもたらす、世界でも有数の豪雨地域を形成している。中でも、バングラデシュ国境に近いインドのチェラプンジは世界最大年降水量（26,461mm, 1860 年 8 月-61 年 7 月）の記録地として知られる（吉野, 1973）。

モンスーン期の多量の降雨は豊富な水資源を供給すると同時に、時に自然災害を引き起こす。南アジアの多雨国の一つであるバングラデシュ（図 1.1 中の'B'）では、局地的な降雨と、3 大川（ガンジス川、ブラマプトラ川、メグナ川）を通じて国外から流入する多量の河川水のために、モンスーン期には毎年必ず洪水災害が発生している。近年では 1987 年、1988 年、1998 年に特に大規模な洪水が発生しており（*e.g.*, Choudhury, 1989）、特に 1998 年の洪水では国土の 63% が水没し史上最大の水没面積を記録した（Salehin *et al.*, 1998）。

モンスーン期の降雨に伴う洪水は、同国の経済発展を著しく妨げており、早急な対策を必要としている。こうした中で、1995-1997 年に日本国際協力事業団（JICA）の支援の下で、洪水災害の軽減を目的とした Japan-Bangladesh Joint Study Project が行われた。バングラデシュでは気象局（Bangladesh Meteorological Department）以外、大学を含めて、気象を扱う研究機関、施設がなく、頻発する洪水災害にも関わらず、これまでほとんど気

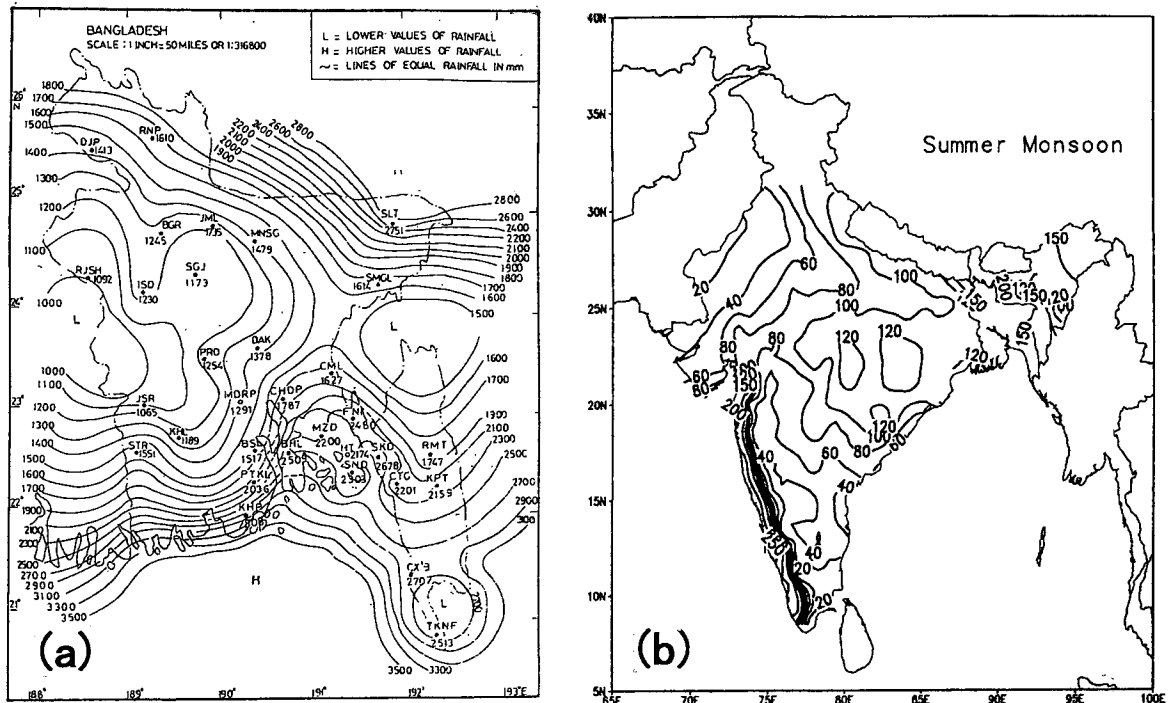


図 1.1: 夏季モンスーン地域の雲量や降雨に影響する総観規模の循環の主な特徴 (Johnson and Houze, 1987 より)。6-9 月の降水量が 1,000mm を越える 100°E 以西の陸上域に斜線を施す。'B' はバングラデシュの位置を示す。

象学的な研究がなされていないのが現状であった。第 2 章で述べられる内容は、このプロジェクトの下で入手したバングラデシュでの降水量データを基に行った、1995 年のモンスーン期についての解析である。ここでは、利用できる降水量データの期間が 1 年分と限られていることから、事例解析的ではあるが、これまでの南アジア（特にインド）での研究結果を考慮に入れつつ、モンスーン活動の季節内変動とバングラデシュでの降雨の関係について明らかにした。第 2 章の内容は、Ohsawa *et al.* (1999, 投稿) (参考論文 1) に基づいている。

バングラデシュでの降雨変動に関する解析の中で、筆者らは、特に降水量の多い地域で、深夜から早朝にかけて極大となるような特徴的な日変化を見出した (Hayashi *et al.*, 1997)。また筆者は、対流活動・降水量の日変化に関する研究を目的として、1997-98 年にタイで行われた GAME-Tropics (GEWEX Asian Monsoon Experiment) に参加したが、そのゾンデ強化観測地点であるノンカイ (102°43'E, 17°52'N) においても、深夜・早朝に降水量が極大になる日変化が観測された。陸上域では、日中の太陽放射加熱による大気境界層内の成層の不安定化により、午後から夕方に降水量の極大が見られるのが一般的であり、陸上域でのこのような深夜・早朝に極大となる日変化はそのメカニズムの観点からも非常に興味深い現象である。ただし、上で述べた日変化は非常に限定された地域で見出された現象であることから、まずは、熱帯域での日変化特性を包括的に把握し、その中の位置付けを明確にする必要がある。こうして、第 3 章ではアジア熱帯域における降雨

とその降雨に直接関係する対流活動についての日変化特性を気候学的な観点から明らかにした。第3章の内容は、Ohsawa *et al.* (1999, 投稿) (参考論文2) に基づいている。

第2章 モンスーン活動の季節内変動 ―バン グラデシュを中心として―

2.1 研究背景

バングラデシュは、ガンジス川、ブラマプトラ川、メグナ川の3大河川が形成する広大なデルタ地帯に位置し、国土全体の50%が標高8m以下の非常に低い平野からなる。夏季モンスーンの「入り」は6月の始めに南東部で始まり、6月中旬までには全域がモンスーン期に入る。モンスーンの「明け」は9月下旬に北西部で始まり、10月中旬までには全域でモンスーンが明ける (Ahmed and Karmakar, 1993)。この6月から9月までの約4ヶ月のモンスーン期間中に年間降水量の約70%が集中し、4ヶ月間の総降水量は1,000-3,000mmである (図 2.1a)。北東部のシロン高地南側とベンガル湾沿岸で最も降水量が多く、中西部で最小となる。

バングラデシュでは、これまで、モンスーン期の降水量分布や統計的な降雨特性に関する研究は比較的に数多く行われてきている一方で (e.g., Matsumoto, 1988; Hussain and Sultana, 1996; Karmakar and Khatun, 1996; Matsumoto *et al.*, 1996)、降雨をもたらす大気擾乱そのものに関する研究はほとんど行われていないのが現状である。その点、隣国のインドでは古くから熱帯気象に関する研究が行われており、バングラデシュでの気象を考える上で大いに参考になる。

インドでは西岸に沿うガーツ山脈西側と20-22°N付近の中東部、そしてバングラデシュに隣接する北東部アッサム地方で特に降水量が多く、6-9月のモンスーン期間中の降水量は1,200mmを越える (図 2.1b)。西岸地方やアッサム地方では下層風に直交する地形の影響で降水量が多くなるが、中東部の多降水量は、主に、ベンガル湾最奥部で発生し、モンスーントラフに沿って西北西進するモンスーン低気圧 (Monsoon depression) によるものである (e.g., Webster, 1987)。地上風速が8-16m/sのものをモンスーン低気圧、16m/s以上のものをサイクロニック・ストーム (Cyclonic storm) と呼ぶが、6-9月の発生数はモンスーン低気圧クラスの方が2-5倍程多い (Rao, 1976)。両クラスを合わせた発生数は1シーズン (6-9月) に4-10個程度である (Pant and Rupa Kumar, 1997)。

インドでは古くから、モンスーン期間中に降雨の多い期間 (Active monsoon period; 活動期) と少ない期間 (Break monsoon period; 休止期) が数十日周期で現れることが知られている。活動期には10-20°N付近で西風が強まり、西岸のガーツ山脈付近で地形性の降雨が増加する一方で、20°N付近で低気圧性シアアが強まりモンスーントラフが強化され、時にモンスーン低気圧が発生する (Hartmann and Michelsen, 1989)。この期間、インド中部ではほぼ全域的に降水量の増加が見られる。これに対して、10-20°N付近で西風が弱まり、20°N付近のモンスーントラフが消滅すると (あるいはヒマラヤ山麓付近まで北上すると)、ヒマラヤ山麓やインド半島最南端付近を除いて全域的に降水量が減少する。この

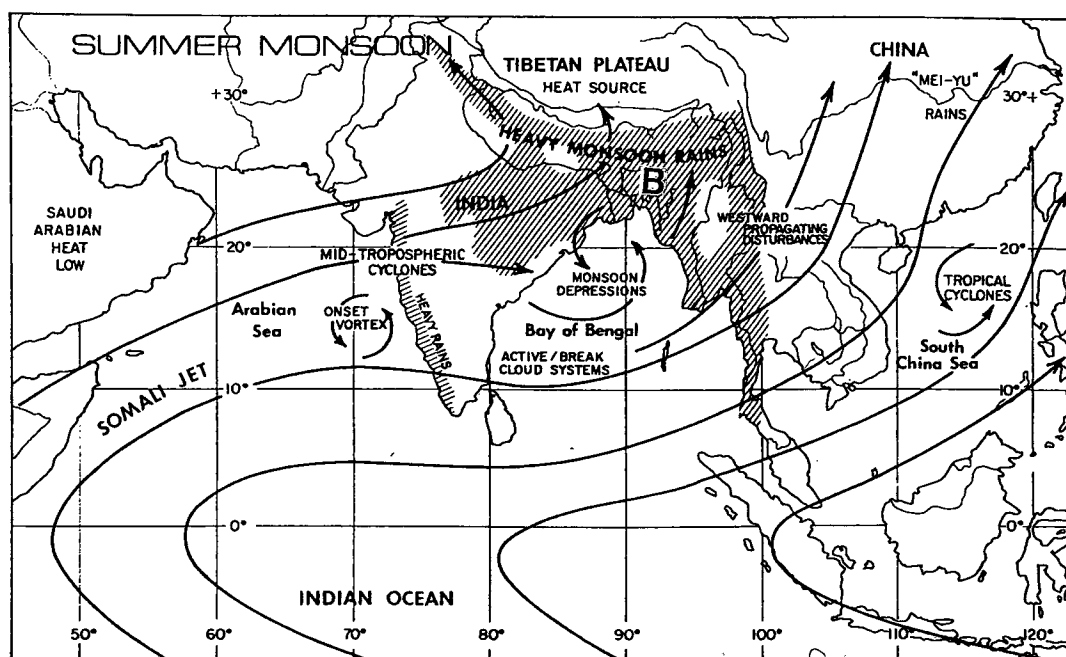


図 2.1: (a) バングラデシュの 32 地点のデータに基づく 6-9 月の平均降水量分布 [mm/4months] (1948-91 年) (Hussain and Sultana, 1996 より)。(b) インドの 306 地点のデータに基づく 6-9 月の平均降水量分布 [cm/4months] (1871-1990 年) (Pant and Rupa Kumar, 1997 より)。

活動期、休止期の出現は、総観規模の雲域、気圧場、循環場の北進に関係している (e.g. M. Murakami, 1976; T. Murakami, 1976; Alexander *et al.*, 1978; Yasunari, 1979; Sikka and Gadgil, 1980)。

モンスーン活動の季節内変動の周期に関しては、これまでに多くの議論がなされてきているが、近年は、10-20 日と 30-60 (40-50) 日の 2 つの周期帯の変動が卓越すると言われている。前者に関しては、M. Murakami (1976)、Krishnamurti and Bhalme (1976)、Krishnamurti and Ardanuy (1980)、Chen and Chen (1993) 等の研究があり、後者に関しては、Sikka and Gadgil (1980)、Yasunari (1981)、Hartmann and Michelsen (1989)、Madden and Julian (1994) 等の研究がある。Hartmann and Michelsen (1989) はインドの 3700 地点の 70 年分のスペクトル解析を行い、ほぼ全域的に 40-50 日変動が卓越する一方で、15 日程度の周期は、40-50 日変動の比較的弱い北部のヒマラヤ山脈に近い地域に限って見られることを示している。

これらの研究を踏まえて、バングラデシュは、モンスーン低気圧の平均的な通り道の北側に位置すること、ヒマラヤ山麓に近い 21-26°N に位置していること、また下層の平均風がほぼ南風であること等から、インドとは違った季節内変動や降雨特性が見られることが

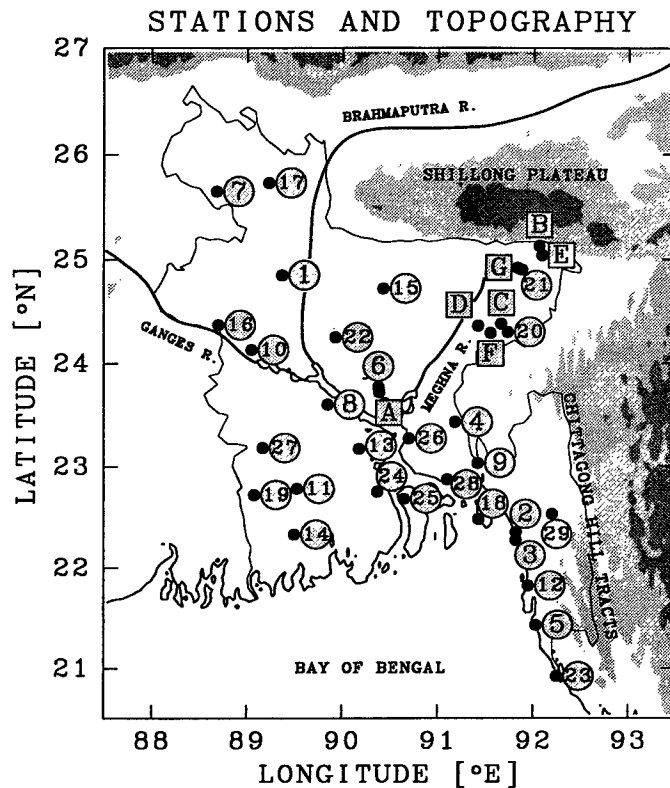


図 2.2: バングラデシュ気象局観測点（丸印）及び雨量計観測点（四角印）。図中の各番号は付録の表 A1 中の番号に一致する。明、暗の陰影はそれぞれ標高が 200m 及び 1,000m 以上の地域を示す。

考えられる。そこで本研究では、バングラデシュの降水量を基準にして活動期、休止期を定義し、総観規模のモンスーン活動との関係を調べた。バングラデシュでの利用できる降水量データが 1995 年の 1 年に限られてはいるが、本研究では、これまで研究例が少ない、総観規模のモンスーン活動の季節内変動と局地的な規模の降水イベントとの関係にまで踏み込んで解析を行った。

2.2 データ

本研究で用いたデータは、(1) 地上観測データ、(2) JICA プロジェクト期間中に設置された雨量計データ、(3) 高層観測データ、(4) 客観解析データ、(5) 気象衛星データである。1995 年 6 月 1 日から 9 月 30 日までの 4 ヶ月間の各データについて解析を行った。これらのデータの詳細については以下に示す。

1. 地上観測データは、バングラデシュ気象局（BMD）23 観測点で 3 時間間隔で計測されたデータで、要素は降水量、地上気圧、風向・風速、気温、相対湿度である。総降水量分布の解析には、これら 23 地点とは別の 6 地点の月降水量のデータも用いた。また、26 地点で利用可能な 30 年平均月降水量は平年値として用いた。BMD より得られたこれらのデータ及び観測点は付録の表 A1 にまとめた。また各観測点の位置は図

2.2に示す。バングラデシュ全体の気候学的な降水量の年変化は、30年平均月降水量データを用いて以下のように求めた。まず20地点（付録の表A1参照）の30年平均月降水量を平均し、それを各月の日数で割った値をその月の中央日（各月15日）の30年平均日降水量と定義した。そして1年の中のこれらの12個の値をスプライン補間することにより365日の日降水量を求め、これをバングラデシュ全体の気候学的な降水量の年変化（以後、30年平均年変化と表記する）とした。

2. JICAプロジェクトの期間中、7つの転倒マス式雨量計がダッカ及び北東部のシレット地方に設置された。これらの雨量計の位置は図2.2中の四角印で示される。雨量計のオリジナルデータは0.5mm降水量の発生時刻であるが、このデータから3時間降水量を計算し、BMDのデータと同様に扱った。
3. ダッカはバングラデシュで唯一のレーウィンゾンデ観測点であり、1日1回、00UTC（06LST）に観測が行われる。地表から100hPaまで11層の指定面でデータが得られ、要素は等圧面高度、風向・風速、気温、相対湿度である。レーウィンゾンデ観測以外に風向・風速だけを計るパイロットバルーン観測が6時間間隔で行われており、2.5.2節ではこのデータも参考にした。
4. 対流活動の解析には気象衛星ひまわり（GMS）4号及び5号のデータを用いた（GMS-4は1995年6月13日にGMS-5と交替）。ここでは3時間間隔で $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ 格子の赤外1チャンネル（ $11\mu\text{m}$ ）等価黒体温度（ T_{BB} （IR1））データを用いた。GMSは 140°E 上に位置するので、 80°E がほぼ画像の西の端にあたる。
5. 客観解析データはヨーロッパ中期予報センター（ECMWF）の $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 格子のBasic Data Setを用いた。

2.3 1995年のモンスーン期間中の降雨の概要

2.3.1 総降水量分布

図2.3は、BMDの29地点と雨量計7地点のデータに基づいた、1995年の6月から9月の総降水量を示す。2,000mmを越える多降水域が北部と南東部に見られる。北東部では、シロン高地に向かって降水量が急激に増加しており、最北の観測点ジャフロン（図2.2中の'B'）で国内最大の5,713mmを観測した。この値は、南に20km程の所にあるネトロハオール（図2.2中の'E'）の降水量3,398mmの約1.7倍に相当する。両観測点の標高差は高々数10m程度であり、北側（風下側）に位置するシロン高地の地形的な影響の大きさをはっきりと示している。南東部のベンガル湾沿いの地点では、ガンジス川河口付近と南端部のテクナフ（図2.2中の'23'）で降水量の極大が見られる。これに対して国土中央部から西部にかけての一帯は1,200mm以下の値を示し、降水量は比較的少ない。これらの降雨分布の特徴は平年の降雨分布（図2.1a）とほぼ同じである。

この1995年の降雨分布を30年平均値と比較すると、ディナジブール（図2.2中の'7'）の平年比149%を筆頭に国土の北半分では平年以上の降水量が見られた一方で、南半分ではサンドウィップ（図2.2中の'18'）の60%を最低に、平年よりも降水量は少なかった。ただし、国土全体の平均降水量は平年比99%であったので、バングラデシュ全体としては、平年並の降水量が観測された年であったと言える。

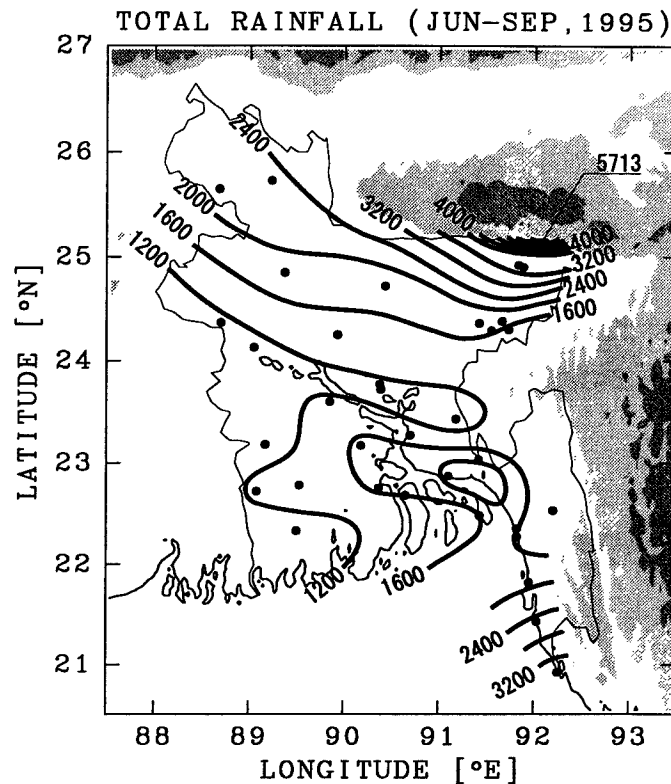


図 2.3: BMD の 29 地点と雨量計 7 地点のデータに基づく 1995 年 6-9 月の総降水量 (mm)。

2.3.2 時間変動

1995 年のモンスーン期間中のバングラデシュ全体の降水変動を調べるために、バングラデシュ国内平均日降水量 ABDR (All-Bangladesh Daily Rainfall) を定義した。この降水量は、空間的には国内 20 地点 (付録の表 A1 参照) の日降水量を平均し、時間的には 3 日の移動平均をとることによって求められた。移動平均の 3 日という値は、各地点の降水量の時間ラグ相関を計算した結果、バングラデシュの南東部と北西部の降水変動に、3 日程の時間差が見られたことに基づいている。

図 2.4 に国内平均日降水量の時系列を示す。図 2.4a 中の実線は、2.2 節で説明した降水量の 30 年平均年変化を示し、国内平均日降水量の、この 30 年平均年変化からの偏差を図 2.4b に示す。30 年平均年変化は 6 月に急な増加を示した後、7 月上旬に極大となり 9 月にかけて徐々に減少する。これに対し、国内平均日降水量の方は大きな季節内変動を示し、6 月中旬、7 月上旬、8 月中旬、9 月下旬頃には降水量の増加が見られる一方で、6 月下旬、8 月上旬、下旬、9 月中旬には降水量が極端に少ない期間が見られる。

このような降雨活動の顕著な活動期と休止期の出現にはある程度の周期性が見られる。図 2.5 に FFT (Fast Fourier Transform) を用いてこの国内平均日降水量時系列の周期性を調べた結果を示す。約 20 日の周期にピークが見られ、10 数日から 20 日程度の周期性が卓越していることがわかる。この結果は、インドの降水量のスペクトル解析から指摘されている 10-20 日変動、あるいは、準 2 週間変動と呼ばれる変動に似ている (e.g., Krishnamurti

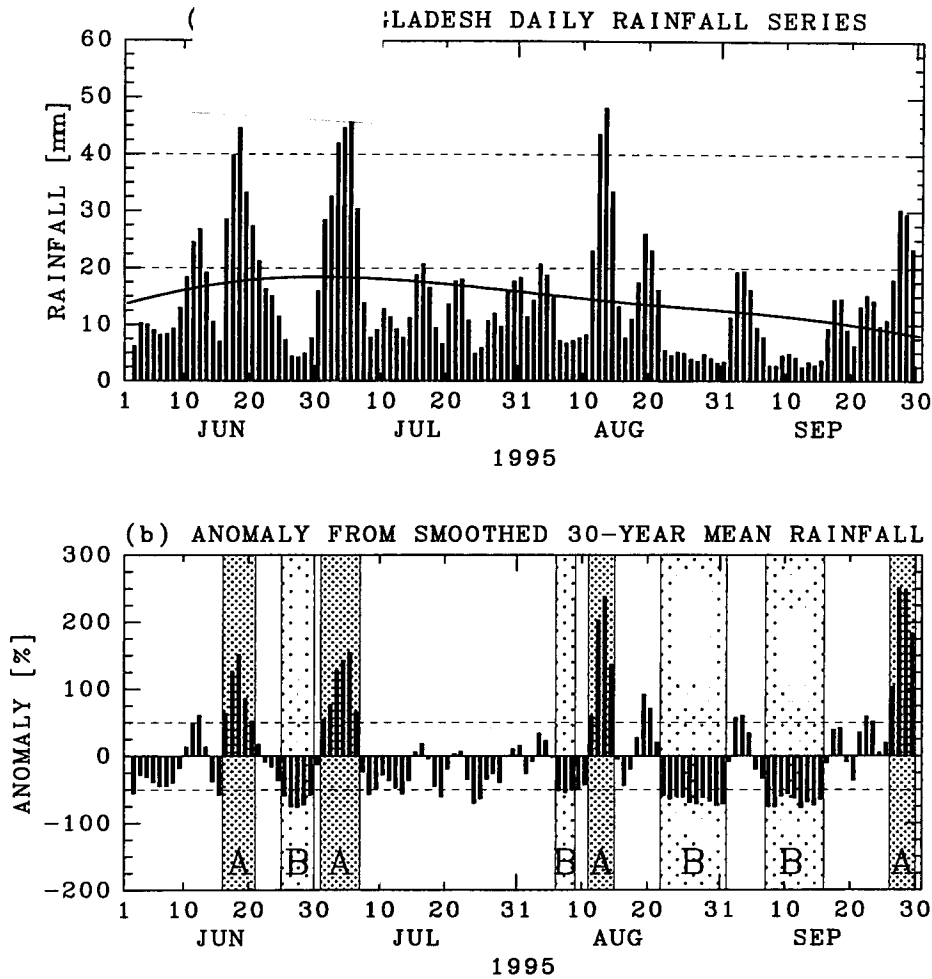


図 2.4: (a) 20 地点の日降水量を基に定義されたバングラデシュ国内平均日降水量 ABDR (All-Bangladesh Daily Rainfall)。実線は 2.2 節で説明された 30 年平均年変化を示す。(b) 30 年平均年変化からの ABDR の偏差。30 年平均年変化に対するパーセントで表示した。図中、A 及び B は降雨活動の活動期と休止期を示す。

and Bhalme, 1976; Yasunari, 1981)。その一方で、インドの大部分で卓越する 30-60 日変動に相当するピークはこの図では顕著には見られない。Hartmann and Michelsen (1989) は、インドでの 70 年間の降水量データをスペクトル解析した結果、北部のヒマラヤ山麓に沿った地域では 40-50 日変動は弱く、準 2 週間変動が支配的であることを示している。またインドの 20 年間の 5 日降水量データを用いた Kripalani *et al.* (1995) の解析結果からも、インド北東部においては 10-20 日変動の方が 30-60 日変動に比べて大きな分散を示すことが示唆される。南アジアの中でも比較的緯度が高い ($21-26^{\circ}\text{N}$) バングラデシュでは、上記の研究で示されたインドの北部や北東部の降水変動に比較的近い周期変動が見られると推測され、図 2.5 で示される 20 日程度の周期性は、この推測に矛盾しないものであると言える。

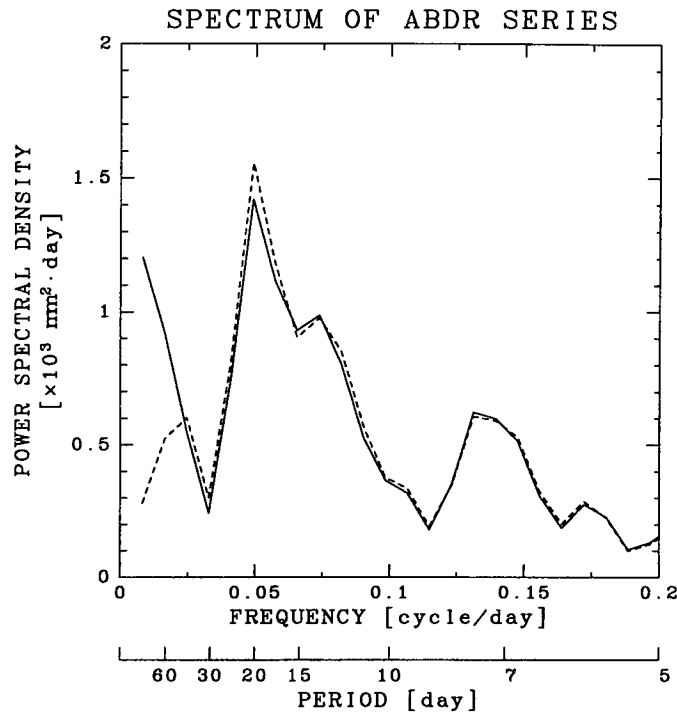


図 2.5: FFT (Fast Fourier Transform) で求めた国内平均日降水量 ABDR のパワースペクトル密度 (実線)。波線は、ABDR から 30 年平均年変化を引いた後に求めたもの。

2.4 モンスーン活動の活動期と休止期

この節では、図 2.4 に見られる降雨活動の活発な期間と休止期間について、総観規模のモンスーン活動のコンポジット解析を行い両期間の違いを調べた。コンポジットされるそれぞれの期間の選択には、図 2.4b に示される国内平均日降水量の 30 年平均年変化からの偏差に関して、以下の基準を用いた。

- 偏差が 50% 以上 (50% 以下) の日が 3 日以上連続する期間を活動期 (休止期) とする。

この基準により 4 つの活動期 (19 日) と 4 つの休止期 (27 日) が選択された。これらの期間は図 2.4 中の期間 A (活動期) 及び B (休止期) で示される。

図 2.6 に活動期と休止期それぞれの期間についての 850hPa 等圧面高度、風の場合及び T_{BB} 分布を示す。活動期 (図 2.6a) には、モンスーン気流には主に 2 つの流れが見られる。一つはインド亜大陸の南を通り南シナ海、華南へ抜ける流れであり、もう一つはインド北中部を通してバングラデシュ付近へ達する流れである。北側の気流はバングラデシュ、インド北東部付近で収束し活発な対流活動を示している。この時モンスーントラフ (太点線) はバングラデシュ北部のヒマラヤ山麓に沿って位置し、バングラデシュでは強い南西風が卓越する。図 2.7 にダッカでの高層観測による活動期と休止期それぞれの平均風を示す。活動期には 850hPa で平均約 9m/s の南西風が観測される。

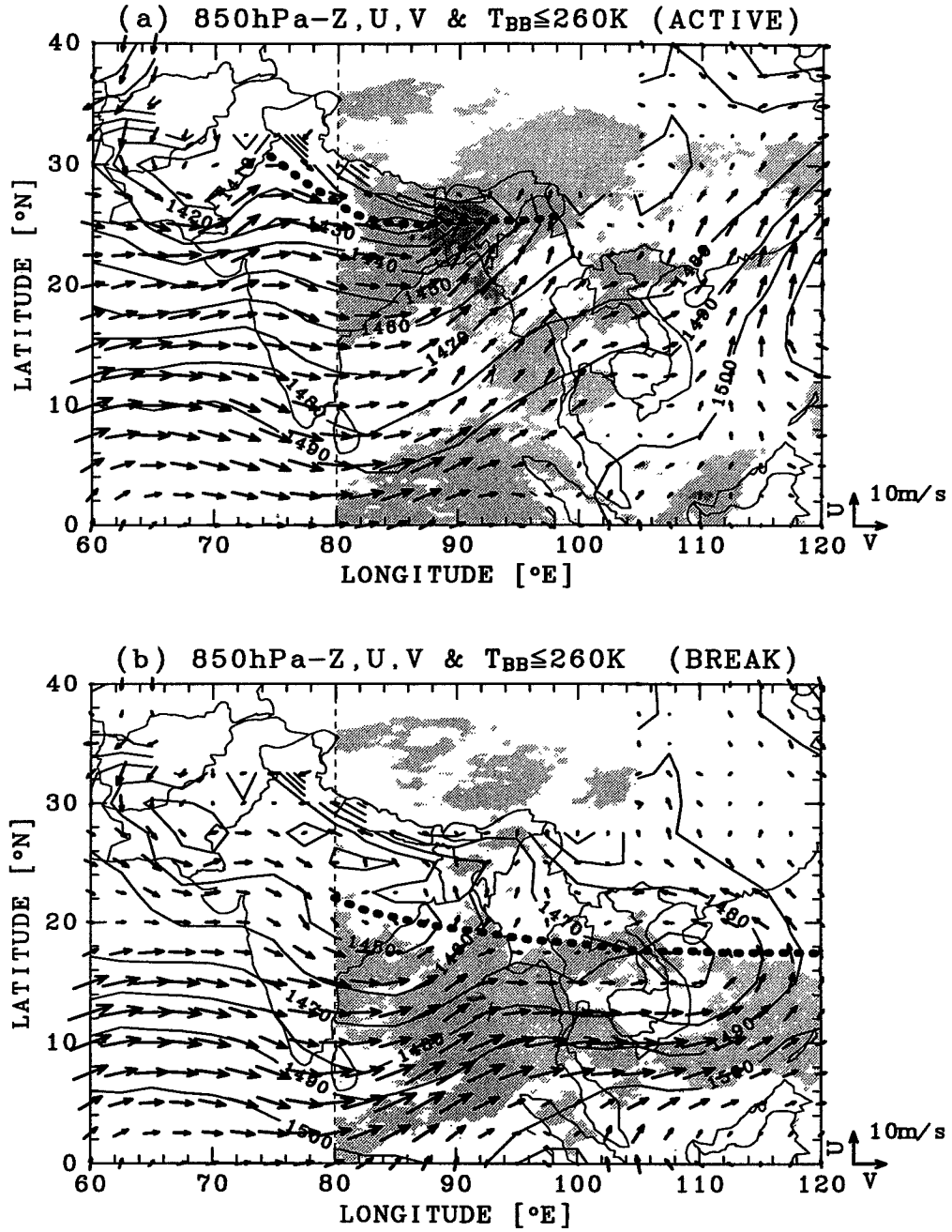


図 2.6: バングラデシュでの降水量を基に定義された (a) 活動期と (b) 休止期における、850hPa の等圧面高度 (m) と風 (m/s)、及び T_{BB} (K) のコンポジット。GMS の観測範囲の限界から T_{BB} 分布は $80^{\circ}E$ 以東のみで表示され、明、暗の陰影が 260K 及び 240K 以下の領域を示す。太い点線はモンスーントラフの位置を示す。

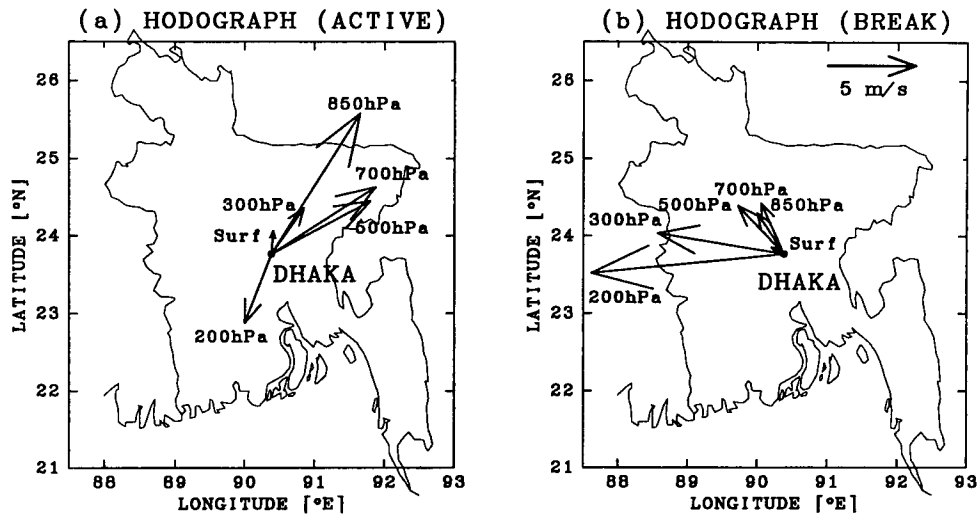


図 2.7: ダッカにおける (a) 活動期と (b) 休止期の地上及び高層の平均風。

休止期（図 2.6b）には、インド中東部のベンガル湾沿岸とインドシナ半島東部沿岸に 2 つの低気圧性循環が見られる。前者は、モンスーン低気圧の発生頻度が最も高い地域として知られている (e.g., Ramage, 1971; Pant and Rupa Kumar, 1997)。この 2 つの低気圧性循環の発生に関連して、モンスーントラフはインド中部から南シナ海にまで東西に伸びた形になる。全体的にモンスーントラフ南側では強い南西風が卓越し、その北側のバングラデシュ付近では南東風が卓越するがその風速は小さい。図 2.7b に示されるダッカの高層観測によれば、その風速は 850hPa で約 3m/s である。

図 2.6 は、両期間での総観規模の対流活動の違いを明確に示している。活動期には、低 T_{BB} 領域（対流活動の活発な領域）はバングラデシュ付近を中心として主に 18°N 以北に見られる。またこの時、赤道付近にも T_{BB} の低い領域が見られる。すなわち活動期にはバングラデシュ付近と赤道付近で対流活動が活発である一方で、ベンガル湾中部では対流活動が抑制されている。これに対し休止期では低 T_{BB} 領域は $8-18^{\circ}\text{N}$ 付近で活発であり、その活動は南シナ海まで帯状に続いている。 20°N 以北のバングラデシュ付近と赤道付近では対流活動は弱い。以上のことは、バングラデシュの活動期と休止期が、総観規模スケールの対流活動の南北変動と関連して現れていることをはっきりと示している。

インドでのモンスーンの活動期、休止期の特徴については多くの論文で記述されてきており、例えば、Hamilton (1977) は両期間の雲量や降水量の違いについて、また Alexander *et al.* (1978) は流れのパターンの違いについて調べている。図 2.6 で示されるバングラデシュの降水量で定義された活動期、休止期の特徴は、モンスーントラフの位置、モンスーン低気圧の発生、南北の対流活動コントラスト等の点で、いわゆるインドでの休止期、活動期の特徴に良く対応している。すなわち、バングラデシュの活動期は、モンスーントラフがヒマラヤ山麓まで北上し、 $10-15^{\circ}\text{N}$ 付近では降水量の少なくなるインドの休止期に対応する。またバングラデシュの休止期は、モンスーン低気圧がベンガル湾中部からインド中東部に発生し多くの降雨をもたらすインドの活動期に対応している。

2.5 モンスーンの南西風成分と対流活動

2.5.1 南西風成分

前節で示唆された降水量の変動と風の変動との関係を明らかにするために、国内平均日降水量 ABDR と 850hPa 等圧面で見えた総観場との相関を調べた。図 2.8 はこの国内平均日降水量と (a) 850hPa 等圧面高度、(b) 850hPa 東西風、(c) 850hPa 南北風との各相関係数の空間分布を示している。

図 2.8a で注目すべき点は、バングラデシュの降水量が最も良い（負の）相関を示すのはバングラデシュ直上の等圧面高度の変動ではなく、より北側のヒマラヤ山麓での変動であるという事実である。すなわち、ヒマラヤ山麓で気圧（等圧面高度）が下がればバングラデシュでは降水量が増加し、ヒマラヤ山麓で気圧が上がれば降水量は減少することを意味する。これに対し図 2.8b では、バングラデシュの降水量が直上の東西風変動と最も大きな正の相関（約 0.6）があることを示している。このことは、バングラデシュ上で西風成分が強まれば降水量が増加し、東風成分が強まれば降水量が減少することを意味する。図 2.8c でバングラデシュの降水量が南風と正の相関を示すことを考慮すれば、結局、南西風の強化に伴いバングラデシュの降水量が増加することがわかる。以上のことより、モンスーントラフがヒマラヤ山麓へ北上しモンスーントラフ南側の強い南西風の場合に入った時、バングラデシュでは降水量が増加する、とすることができる。この事実は図 2.6a に矛盾しない。

南西風の強化がどのように降水量の増加と関連しているかについては次節以降で述べるが、そこでは 2 つのスケールの対流活動が関係している。そのうちの一つである対流活動の局地的な側面については 2.5.2 節で、また総観的な側面については 2.5.3 節で論じる。

2.5.2 局地的な対流活動

図 2.2 で示されるように、バングラデシュの周辺には東側と北側に山岳地があるので、南西風が強化されると、地形の影響により局地的な対流活動が活発になり、降水量が増加する。降水量が地形の影響を受けていることは図 2.3 より明らかである。特に北側に位置するシロン高地周辺では、地形の影響を受けた局地的な対流活動が顕著に見られる。このような局地的な対流活動の典型例として、1995 年 6 月 16-17 日に見られたメソスケールの擾乱を図 2.9 に示す。

この日、モンスーントラフはバングラデシュの北にあり、ダッカでのパイロットバルーンの観測によれば、00 時（地方時）に 2,000m の高度で南南西の風 16m/s が観測されている。このメソ擾乱は 6 月 16 日の 21 時頃、バングラデシュ北部においていくつかの小さな積乱雲群として発生した。この時バングラデシュ北部にはシロン高地周辺の東風とベンガル湾からの南風との間に収束線が見られる（図 2.9b1）。この収束線に沿って相当温位の勾配は大きくなっており、北側の相当温位の低い領域に南から相当温位の高い気流が収束している。積乱雲群はこの収束線上で発達し、03 時には数百キロのスケールのメソ擾乱に成長した。その後、約 20km/h の速度で南下しながら、バングラデシュの国土全体に降雨をもたらし、12-15 時の 3 時間にサトキラ（図 2.2 中の '19'）では、この日全地点中最高の 96mm/3hrs を記録した。このメソ擾乱は、15 時頃には 86°E、21°N 付近に発生した別のメソ擾乱と一体になり、一時的に低 T_{BB} 領域は広がったが、17 日の夜半までには衰弱

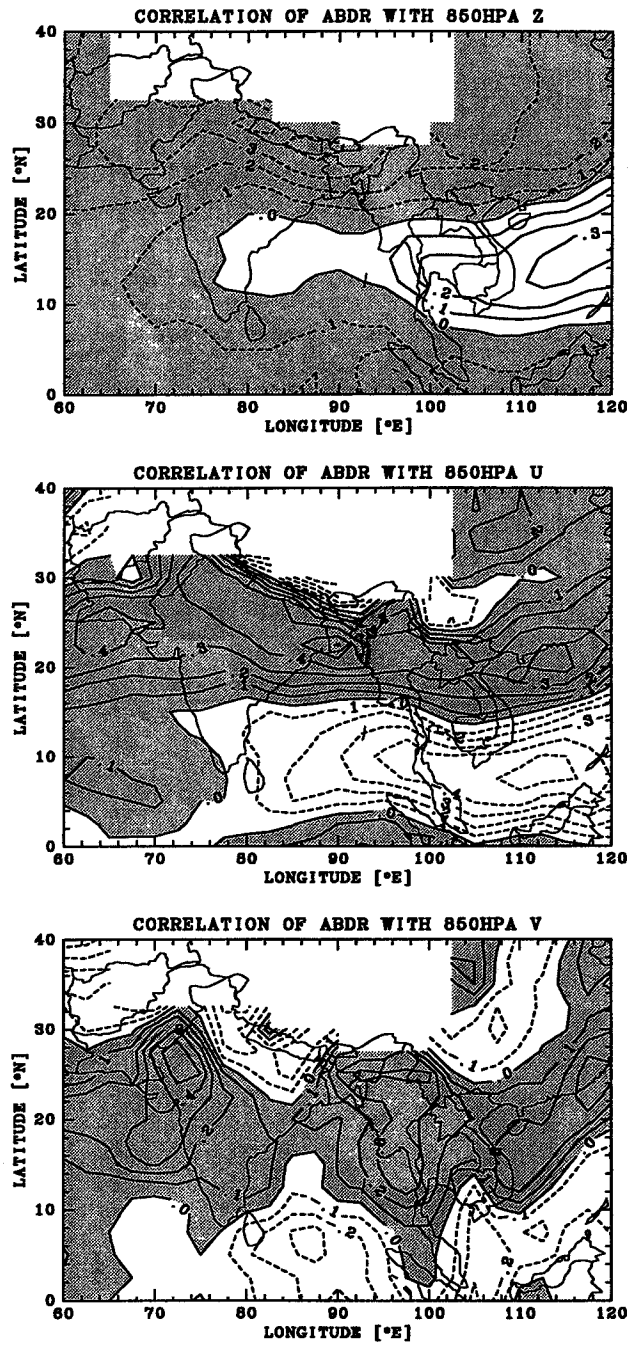


図 2.8: 6 月 1 日から 9 月 30 日までの 122 日間における、国内平均日降水量 ABDR と (a) 850hPa 等圧面高度、(b) 850hPa 東西風、及び (c) 850hPa 南北風との相関係数の空間分布。(a) では負の相関係数の領域に、(b) と (c) では正の領域に陰影が付けてある。

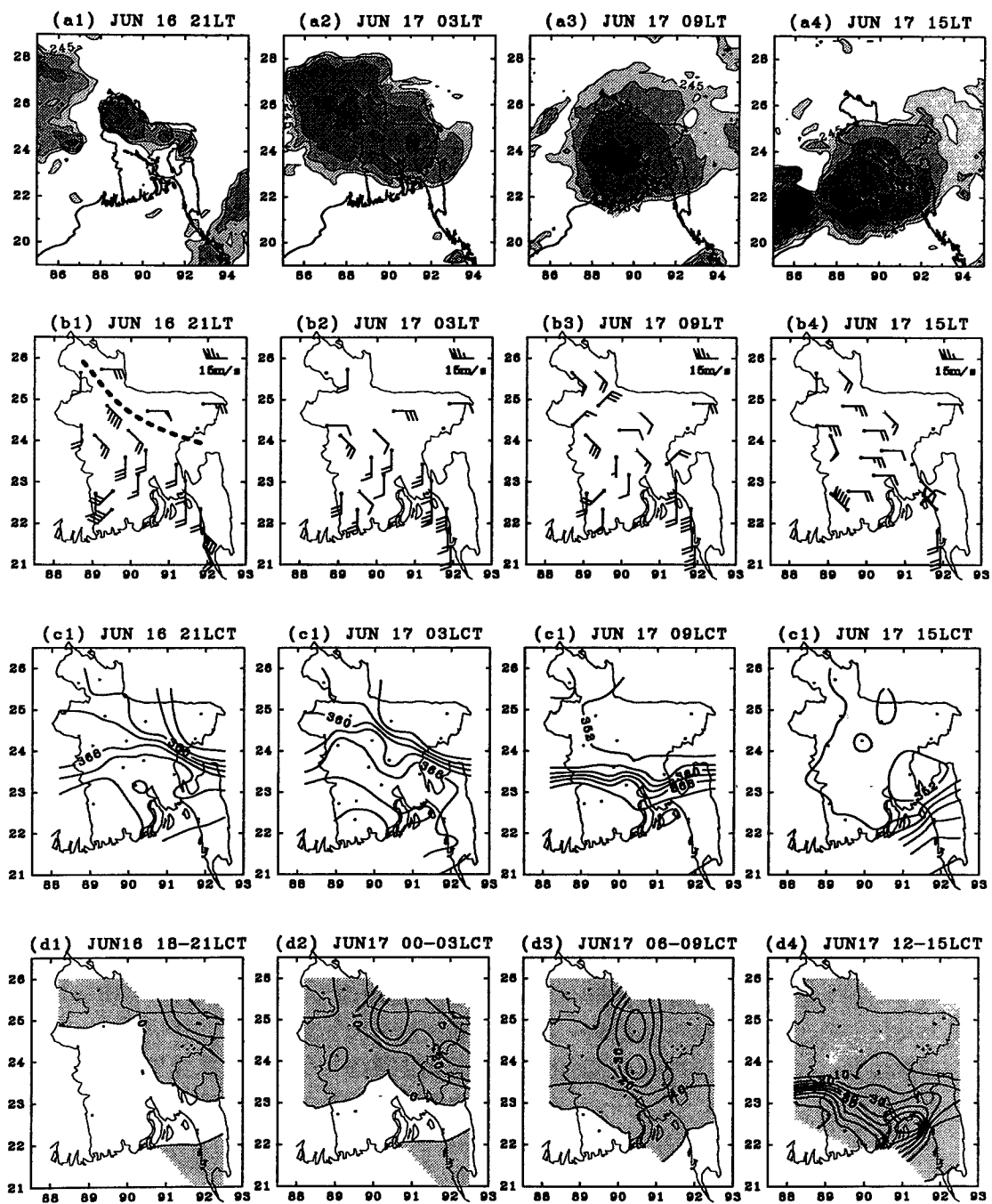


図 2.9: 1995 年 6 月 16-17 日に観測されたメソ擾乱。(a) T_{BB} (K) の分布。コンターは 245K から 10K 間隔。(b) 地上風 (m/s) の分布。21 時の太点線は地上風の不連続線(収束線)を示す。(c) 地上の相当温位 (K) の分布。コンターは 4K 毎。(d) 3 時間降水量分布。コンターは 10mm 毎で 0.1mm/3hr 以上の降雨のあった領域に陰影を付けた。

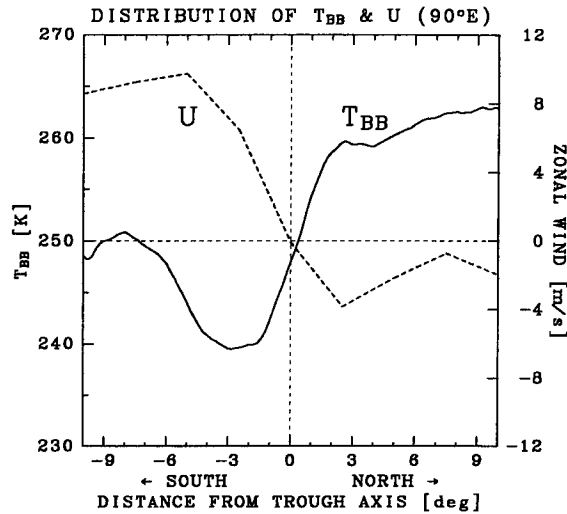


図 2.10: 850hPa 面上のモンスーントラフ軸に相対的な T_{BB} と 850hPa 東西風のモンスーン期間平均分布。90°E 上での 850hPa 面上の最低等圧面高度を東西に伸びるモンスーントラフの軸と定義し、この軸に対する 90°E 上の T_{BB} (実線) と 850hPa 東西風 (破線) の南北分布を示した。

した。

シロン高地付近での同様なメソ擾乱の発生は、活動期中にしばしば見られた (Ohsawa *et al.*, 1997b)。これらの発生には図 2.9 に示されるメソ擾乱の発生と同様、南西風と地形、あるいは地形に起因する局地循環との相互作用が関係しているものと考えられる。これらのメソ擾乱は、数百キロスケールの広がりを持ち、寿命は 1 日以下、深夜から早朝にかけて発達し、南下する傾向がある、という共通性があった。

よく似たメソ擾乱は (Laing and Fritsch, 1993) によっても報告されている。彼らは衛星の赤外データを用いて ISC MCC (Indian Sub-Continent Mesoscale Convective Complex) を定義し、その性質をまとめている。彼らによれば、ISC MCC は、平均寿命が 9 時間で、夜間に発達し、 $T_{BB} \leq -33^{\circ}\text{C}$ の領域で見ても最大 $3 \times 10^5 \text{ km}^2$ 程度まで発達する、という特徴を持つ。この ISC MCC はインド亜大陸上のあらゆるところで見られるが、バングラデシュからインド北東部にかけての発生頻度は他の地域に比べてかなり高い。この地域の対流活動がこのような特徴的な形態を示すことは特筆すべきことである。

2.5.3 総観規模の対流活動

南西風の強化とバングラデシュでの降水量の増加を関連付けているもう一つの側面は、総観規模の対流活動の場とモンスーントラフとの関係である。図 2.6b において見られるように、地形の影響のない海上では、 T_{BB} の低い領域は、モンスーントラフ上というよりも、むしろ下層の南西風が強い領域に一致している。

このことをより客観的に見るために、モンスーントラフの軸に相対的な 850hPa の東西風と T_{BB} の南北分布について調べた結果を図 2.10 に示す。ここでは、バングラデシュを横切る経度線上でのモンスーントラフの南北構造を見るために、90°E の経線上で 850hPa

等圧面高度が最小になる緯度をトラフの軸と定義した。また 25°N 以北の地形による局地的な対流活動の効果を取り除くために、モンスーントラフの軸が 22.5°N 以南にある 60 日分のデータのみを用いてコンポジットを行った。

図 2.10 によれば、 T_{BB} はモンスーントラフの南側の方が北側より低く、モンスーントラフの南側で対流活動がより活発なことを示している。 T_{BB} (実線) はトラフの軸から 3° 南側の地点で最も低く、約 240K の値をとる。これに対し、軸を挟んで反対側の、北側に 3° の地点では約 260K を示し、南側と約 20K の違いがある。Ohsawa *et al.* (1997a) は、1000hPa から 700hPa まで積分した水蒸気フラックスの収束・発散を計算し、その主要な収束域が図 2.6 で示される T_{BB} の分布とほぼ同様な分布であることを示している。すなわちモンスーントラフの南側で水蒸気の下層収束が大きくなり、対流活動が活発になる。モンスーントラフ軸の南側で降水量が多いことはインドでは経験的に知られているようであるが (*e.g.*, Ramage, 1971; Rao, 1976; Biswas, 1988)、これまでトラフの軸と対流活動のずれを客観的に示した研究は見られない。

図 2.10 の破線は東西風を示す。地衡風の関係からも明らかなように、モンスーントラフの南側では西風成分が、北側では東風成分が卓越する。ここでは南北風については示していないが、モンスーントラフの南北で南風成分が卓越していることを考慮すれば、この図中の西風、東風は、それぞれ南西風、南東風を意味する。

T_{BB} の分布と合わせて考えてみれば、結局、対流活動はモンスーントラフ南側の南西風領域で最も活発であると言える。従って、モンスーントラフがバングラデシュの北側に位置すれば、仮に地形の影響による局地的な対流活動がないとしても、トラフ南側の対流活動の活発な領域がバングラデシュに重なり、降水量は増加する。すなわち、図 2.7 や図 2.10 で示された降水量の増加と南西風の強化の同時性は、南西風と地形の影響による局地的な対流活動 (2.5.2 節) だけでなく、対流活動の活発な領域がモンスーントラフ南側の南西風領域と重なっているという総観規模スケールでのモンスーントラフの構造自体にも大きく依存している。

2.6 モンスーン活動の 20 日変動

これまでの節では主にコンポジットとしての活動期、休止期の特徴について述べてきたが、本節では季節内変動の実際の時間変化を述べる。図 2.4 や図 2.5 で示されたように、バングラデシュの国内平均日降水量には 20 日前後の周期を持った変動が顕著に見られ、また 4 つずつある活動期、休止期もほぼこの 20 日周期変動に対応して現れている。従って、本節では特にこの 20 日周期の変動に注目してその時間変化を記述していく。各物理量の時系列からの 20 日変動成分の抽出は、実際には 17.4 日-24.4 日周期の変動成分の重ね合わせとして求めたが、以降、この変動成分を単に 20 日変動と書くことにする。

東西風 20 日変動成分の 90°E、22.5°N を基準点とした時間ラグ相関を図 2.11 に示す。20 日変動は、その周期性から時間ラグ-12 日から+9 日まででほぼ 1 サイクルとなるので、時間ラグ 0 日の空間構造は、時間ラグ+9 日 (或いは-12 日) とほぼ逆位相となる。図 2.11 では、どの時間ラグにおいても、同じ符号の相関係数をもつ領域が東西 (西北西-東南東) 方向に伸びている様子が見られる。時間ラグが-12 日の時点でベンガル湾中部に見られた正の相関域は、徐々に北進して、時間ラグ 0 日にはバングラデシュに到達している。この時には負の相関域が 90°E 上で約 5-20°N に位置し、10 日後にはバングラデシュに到達する。

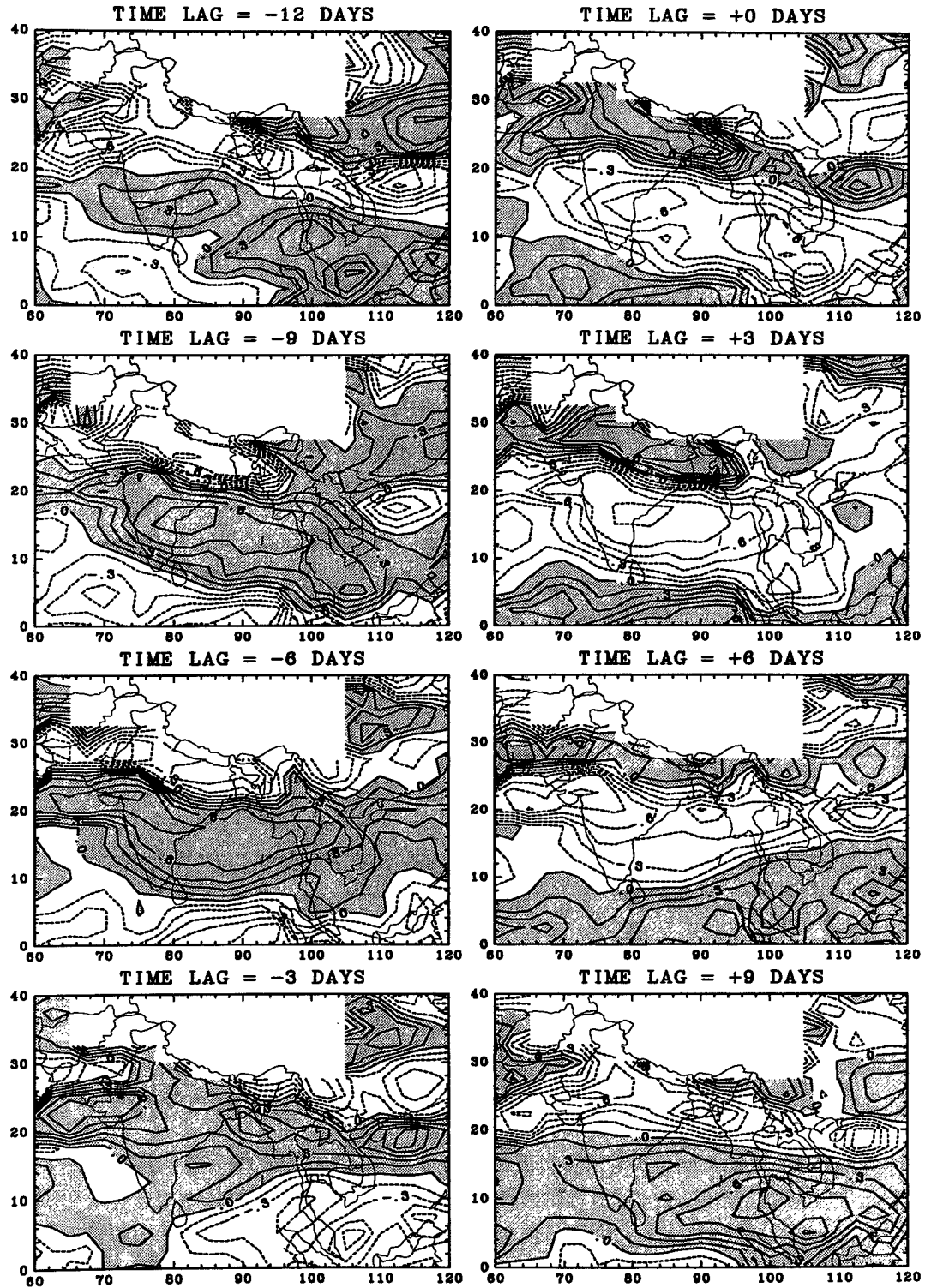


図 2.11: 90°E, 22.5°N を基準点とした、東西風の 20 日変動の時間ラグ相関。ラグ日数-12 日から+9 日まで 3 日毎の分布を示す。コンター間隔は 0.15 で、正の相関領域を陰影で示す。

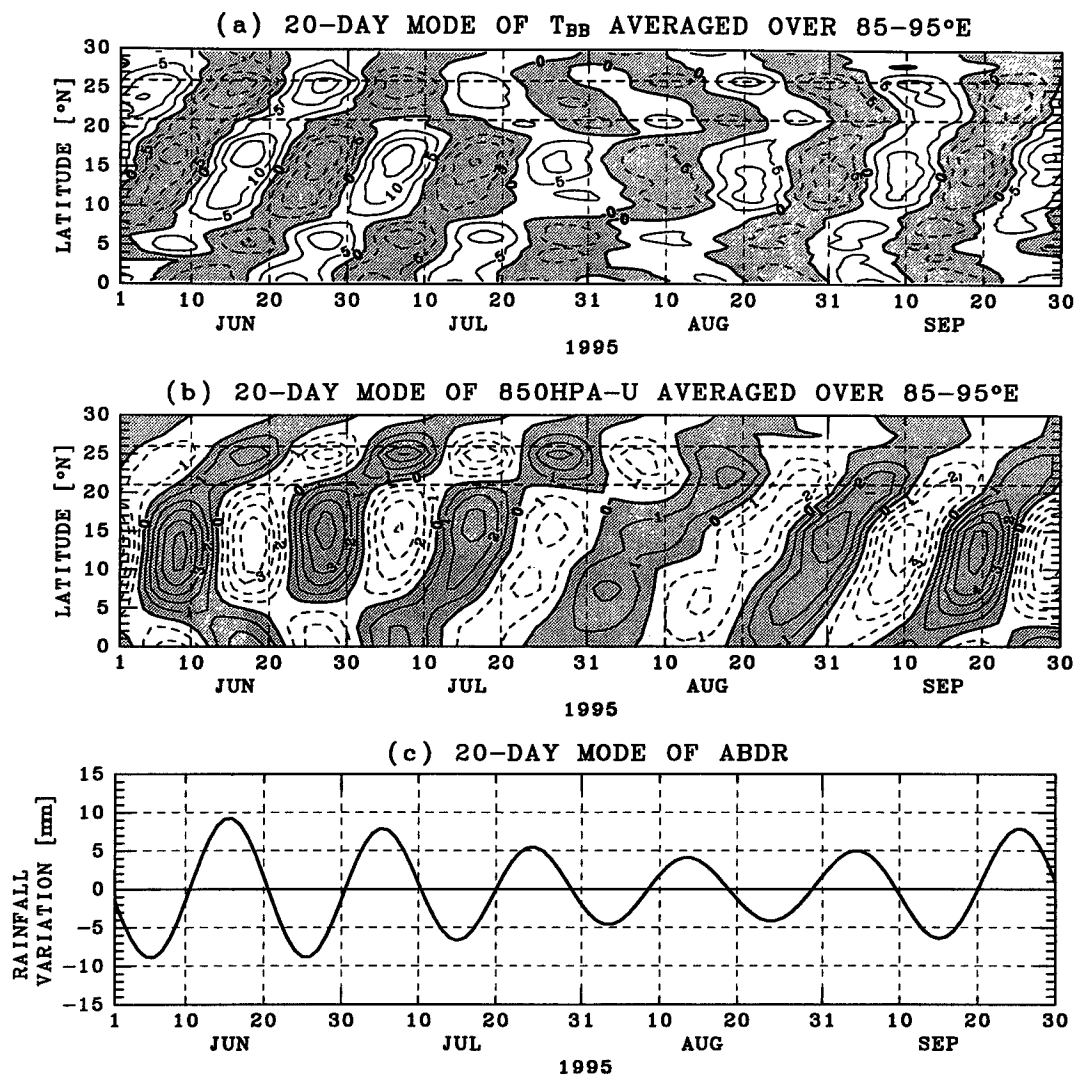


図 2.12: 85-95°E 間で平均した (a) T_{BB} 及び (b) 東西風の 20 日変動の時間緯度断面。(a) では負の値を陰影で表し、コンター間隔は 5K である。(b) では正の値を陰影で表し、コンター間隔は 1m/s である。バングラデシュは 21-26°N (破線で表示) に位置する。(c) 国内平均日降水量 ABDR の 20 日変動。

より詳細に見ると、時間ラグ-12 日にマレー半島付近にある大きな正の相関域は、その後時間ラグ 0 日にかけてインド中部に向かって西北西進している。それに対して、バングラデシュ付近の緯度帯ではほとんど位相の西進は見られず、北進が卓越している。この東南アジア赤道域から西北西進してきた位相がベンガル湾及びインド亜大陸上で北進する傾向は、M. Murakami (1976) や Yasunari (1979) が解析した地上気圧や雲量の 10-20 日変動にも見られるものである。彼らの解析によれば、10-20 日変動はベンガル湾、インド亜大陸、チベット高原、インドシナ地域を時計回りに回るような動きをする。バングラデシュは緯度的にそのような回転のほぼ真ん中に相当し、それ故、東西方向の伝播よりも南北の伝播（北進）が顕著に見られるものと考えられる。以上のことより、1995 年にバングラデ

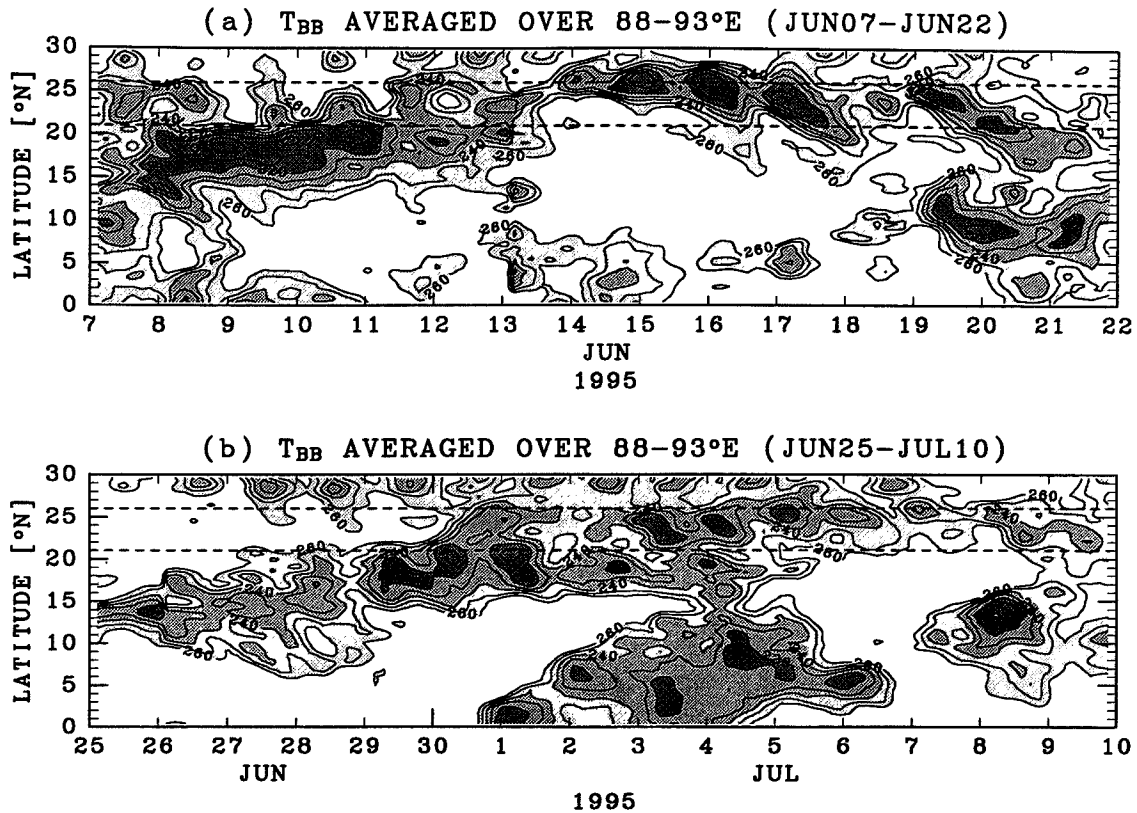


図 2.13: 1995 年 6 月 7 日-6 月 22 日と 6 月 25 日-7 月 11 日の、88-93°E で平均された 3 時間毎の T_{BB} の時間緯度断面。コンター間隔は 10K で 260K 以下の領域のみ表示。

シュで見られた降水量の 20 日程度の変動は、総観規模のモンスーン活動のいわゆる 10-20 日変動によるものであると考えられる。

図 2.12 は 85-95°E で平均した T_{BB} 及び東西風の 20 日変動の時間緯度断面である。2.5.3 節ではモンスーン期の平均的な分布として、活発な対流活動が南西風の領域に重なって見られることを示したが、図 2.12a と図 2.12b を比較すると、20 日変動で見ても T_{BB} と東西風は位相の揃った北進傾向を示していることがわかる。すなわち、西風（東風）偏差と T_{BB} の負（正）偏差は同位相で北進し、西風（東風）偏差領域では対流活発が活発（不活発）である。この北進する西風偏差域と T_{BB} の負偏差域がバングラデシュの緯度帯へ到達する時期は、バングラデシュ国内日平均降水量の増加と時間的に一致している（図 2.12c）。図 2.12a-c の 3 枚の図は、a は気象衛星データ、b は客観解析データ、c はバングラデシュの降水量データに基づいており、データソースが全く違うにもかかわらず、各物理量は互いに矛盾なく変動している。すなわち、この 20 日変動の北進という観点から、バングラデシュでの降雨変動をうまく説明することができる。

最後に、20 日変動の北進に伴う降雨イベントの典型例として、6 月中旬、7 月上旬に見られた活動期間前後の、88-93°E で平均された T_{BB} の時間緯度断面を図 2.13 に示す。6 月 8 日と 6 月 26 日にそれぞれ 15-20°E、10-15°N に見られる総観規模の低 T_{BB} 領域は徐々に北上し、それぞれ 6 月 11 日頃、6 月 30 日頃にはバングラデシュ付近に到達している。

この領域の到達に伴う急激な降水量の増加は、図 2.4 で示されるとおりである。図 2.13 では、6 月 14 日以降あるいは 7 月 4 日以降、バングラデシュ (21-26°N) 付近にいくつか局地的な低 T_{BB} 領域が見られるが、これらが 2.5.2 節で議論されたメソ擾乱である。これらのメソ擾乱は 25-26°N のシロン高地付近で発生し、深夜から早朝にかけて発達しているのがわかる。また、寿命は 1 日以下で、一つ一つの擾乱は南下する傾向がある。図 2.9 で示したように、これらの擾乱は、強化された南西風成分と地形、あるいは地形に起因する局地循環との相互作用によってもたらされたと考えられる。

この図 2.13 は、総観規模スケールの対流活動の活発な領域の北進と、地形の影響で発達する局地的な対流活動とが、これらの期間中の降水量を増加させた主な 2 つの原因であることをはっきりと示している。

2.7 第 2 章のまとめ

本研究では、1995 年の夏季モンスーン期におけるバングラデシュ全体の降雨変動をモンスーン活動の季節内変動との関連から調べた。

まず最初に、1995 年 6-9 月の国内平均日降水量時系列より、活動期 (30 年平均年変化からの偏差が 50 % 以上) と休止期 (同 50 % 以下) にあたる期間を選び出し、両期間中の雲頂温度 (T_{BB}) 分布、850hPa 面客観解析値、高層気象観測値の特徴を比較した。その結果、両期間の対流圏下層の流れのパターンや対流活動の場が、インド中部の降水量を基準にして決められる活動期、休止期の特徴 (*e.g.*, Ramage, 1971; Hamilton, 1977; Alexander *et al.*, 1978) に非常に良く対応している事が示された。すなわち、バングラデシュの活動期は、モンスーントラフがヒマラヤ山麓まで北上しインド中部で降水量の少なくなるインドの休止期に対応し、またバングラデシュの休止期は、モンスーントラフが南下し、モンスーン低気圧がインド中東部付近に形成される等の点でインドでの活動期に良く対応している。従って、季節内変動スケールで見た時、バングラデシュの降水量変動はインド中部、ベンガル湾中部とはほぼ逆位相になる。

活動期と休止期では、対流圏下層の風の場合に顕著な違いが見られ、ダッカでの 850hPa の風は、活動期では南西風約 9m/s、休止期では南東風約 3m/s であった。活動期中に見られるこの南西風の強化は、対流活動の局地的な側面と総観的な側面の 2 つの面で降水量の増加と密接に関連している。

局地的な側面は地形に関連している。バングラデシュは国土の東側と北側を山岳地に囲まれているという地理的条件から、対流圏下層の南西風強化は地形の影響による局地的な対流活動の活発化につながる。これはモンスーン期間中の降雨分布が地形に大きく依存していることから考えても明らかである。

一方、総観的な側面は、対流活動の活発な領域とモンスーントラフの軸と位置関係である。90°E 上のモンスーントラフ軸に相対的な東西風と T_{BB} の平均南北分布を調べたところ、 T_{BB} はトラフ軸の約 3° 南側で最小となり、対流活動がモンスーントラフ南側で最も活発であることが示された。東西風はトラフ軸南側で西風、北側で東風であり、また南北風はトラフ軸の南側、北側共に南風なので、結局、対流活動はモンスーントラフ南側の南西風領域で活発であることになる。従って、モンスーントラフが 27°N 付近のヒマラヤ山麓まで北上すれば、21-26°N に位置するバングラデシュ付近では南西風が卓越すると同時に対流活動の最も活発な領域が重なり、降水量が増加する。

国内平均日降水量時系列に対してスペクトル解析を行ったところ、バングラデシュでは20日程度の周期変動が卓越する一方で、インド中部の降水量変動において卓越する30-60日変動は顕著には見られなかった。この観測事実は、インドのヒマラヤ山麓や北東部では30-60日変動よりも10-20日変動が卓越することを示した Hartmann and Michelsen (1989) や Kripalani *et al.* (1995) の結果と一致する。総観規模のモンスーン活動との関連を調べるために、時間ラグ相関法により20日変動の東西風、 T_{BB} の時間空間変動を調べた結果、この20日変動は、東南アジア赤道域から西北西進した後にベンガル湾付近から北進傾向に転じるという点で、M. Murakami (1976) や Yasunari (1979) の示したいわゆる10-20日変動の位相伝播と同様な性質を示した。従って、バングラデシュで見られた20日程度の降雨変動は、総観規模のモンスーン活動のいわゆる10-20日変動によるものであると考えられる。

西風（東風）偏差と T_{BB} の負（正）偏差は同位相で北進し、平均場だけでなくこの20日変動においても、西風（東風）偏差領域では対流活発が活発（不活発）であることが明らかになった。この北進する西風偏差域と T_{BB} の負偏差域がバングラデシュの緯度帯へ到達する時期は、明らかにバングラデシュの活動期と時間的に一致していた。以上の解析より、1995年のモンスーン期間中に見られたバングラデシュでの降雨変動は、約20日の周期でベンガル湾を北上する活発な対流活動を伴った南西風領域の到達と、到達後の南西風と地形及び地形に起因する局地循環との相互作用による局地的な対流活動の強化、という2つ観点から説明することができた。

第3章 対流活動及び降雨の日変化特性 –気候学的解析–

3.1 研究背景

第2章では、顕著な日変化を示す局地的な対流活動が、バングラデシュでの多くの降水量を担っていることが示唆された。一般に、熱帯地域の対流活動や降雨は大きな日変化を示すことが知られており、これらの日変化はエネルギー・水輸送の基本要因として大きな役割を果たしている。従って対流活動や降雨の日変化を正確に把握・理解することは、地域的、全球的なエネルギー・水収支を考える上で重要なことであると考えられる。

しかしながら、アジア熱帯域では高い時間分解能を持つ降水量観測資料が不足している為に、降水量の日変化に関する研究は特定の地域に偏在しており、広範囲の日変化特性を調べた包括的な研究はほとんど行われて来ていない。限定的なデータを用いた局地的な研究としては例えば、マレーシア (Ramage, 1964; Nieuwolt, 1968; Oki and Musiake, 1994)、インドの一部 (Prasad, 1970; Prasad, 1974; Bhattacharya and Bhattacharyya, 1980; Harlar *et al.*, 1991)、タイ (Harada *et al.*, 1998; Ohsawa *et al.*, 1999) 等がある。地域論に留まらない、アジア熱帯域での降水の日変化に関するより一般的な特性を理解するためには、いくつかの国を含む広い領域から十分な時間分解能（最低でも一日4回観測）を持つデータを入手し、同じ手法を用いて同時に比較、解析する必要がある。

広範囲に渡って十分な時間分解能で得られる静止気象衛星 (GMS) データは、降水量データの完全な補間にはならないものの、降雨と結びついた対流活動の日変化を把握する上では有用な情報である。この GMS データを用いて、アジア熱帯域で対流活動の日変化を論じた研究は比較的多い (*e.g.*, Murakami, 1983; Nitta and Sekine, 1994; Chen and Takahashi, 1995)。彼らは時間分解能 3 時間、空間分解能 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ の格子データを用いて、南アジアから西部太平洋までの対流活動の日変化パターンの分布を示した。これらの解析結果はいずれも対流活動の日変化が地形に強く依存していることを示しており、(海陸コントラストも含めた) 地形に起因する局地循環が対流活動の日変化に大きく影響している可能性を示唆している。しかしながら、局地循環に対応する対流活動の解析には、3 時間間隔で $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ の分解能は不十分であると考えられ、より高分解能のデータを用いた解析が必要になる。最近、Harada *et al.* (1998) は 1 時間間隔で $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ のデータを用いてインドネシア半島付近の対流活動の日変化を調べ、海岸域では 16-18 時頃、その他の内陸域では 16-21 時頃の日没頃に対流活動が極大になることを示している。ただしこの解析は 1 年分の解析であり、彼らは今後の課題として、他の年のデータによる検証と、Nitta and Sekine (1994) と同じ Convective Index を用いた対流活動の指標が地上降水量とどのように関係しているかを調べる必要がある、と述べている。

以上の点を踏まえ、本研究では以下の点について重点的に解析を行った。

- これまで解析されていない、或いは個別に解析されてきたバングラデシュ、タイ、ベトナム、マレーシアの4ヶ国の降水量データを同じ手法で解析した。
- 1時間間隔 $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ 格子の気象衛星データを4年分用い、対流活動と地形との関係を詳細に調べた。
- 地上降水量と最も相関が良くなるように対流活動の指標を定義した。

この研究の目的は、アジア熱帯域の対流活動と降水量の日変化に関する気候学的な特性を包括的に記述することである。特に、それらの日変化が極値をとる時刻は、日変化を支配する物理的メカニズムを考察する上で重要な意味を持つと考えられる。従って本研究では、日変化の極大、極小の時刻に着目して日変化の解析を行った。また、本研究では、アジア熱帯域において特に降雨の集中する6、7、8月の3ヶ月間の対流活動及び降雨の日変化に焦点を絞り解析を行っている。

3.2 解析手法

3.2.1 降水量データ

本研究では、降水量の日変化を調べる為に、バングラデシュ、タイ、ベトナム、マレーシアの計101地点の降水量データを用いた。これらの各地点の一覧を付録の表A2に示す。データが得られた期間は各観測点毎に大きく異なっており、バングラデシュでは1年分、タイでは6年分、マレーシアでは10年分、ベトナムでは4-11年分である。またデータの種類も異なっており、タイ及びバングラデシュの大半の地点のデータは3時間降水量である一方で、ベトナムとマレーシア、バングラデシュの一部は1時間降水量である。さらに、バングラデシュとタイには時差が1時間あるため、世界標準時を基準として行われる3時間降水量の測定時間には地方時で1時間のずれがある。

このような様々な期間、種類のデータを統一的に扱う為に次のような前処理を行った。その例を図3.1に示す。図3.1aと図3.1bは同じ降水量をそれぞれ1時間毎、3時間毎に計測した場合の各時間帯毎の降水量である。これらに対して、まず1時間降水量データに対しては3時間移動平均をとる（図3.1c中の実線）。次に3時間降水量データに対しては、その値を3で割って中央の1時間降水量の値とし、こうしてできた3時間毎の8データに対してスプライン補間を行い、全24時間のデータを得る。この処理によって3時間降水量の極大の時刻は大きくは変化せず、新たな極大は、ほとんどの地点で元々の3時間降水量が極大となった3時間の中に現れる。またこの処理によって日降水量は保存される。こうして2つの異なるデータから求められた図3.1c中の2つの日変化時系列は、同じ時刻に極大、極小を示し、似たような変化傾向を示している。従って、この手法を、図3.1aか図3.1bかどちらかの形で求まる全地点の降水量データに適用し、各地点での日変化を比較できるようにした。本研究では、今後特に断りのない限り、ある時刻の降水量は前1時間降水量を意味するものとする。

3.2.2 気象衛星データ

対流活動の解析には、GMS-5の1時間間隔の赤外1 ($11\mu\text{m}$) 及び水蒸気 ($6.7\mu\text{m}$) チャネルデータ $T_{BB}(IR1)$ 、 $T_{BB}(WV)$ を両方用いた。解析期間は1996-99年の4年間で、

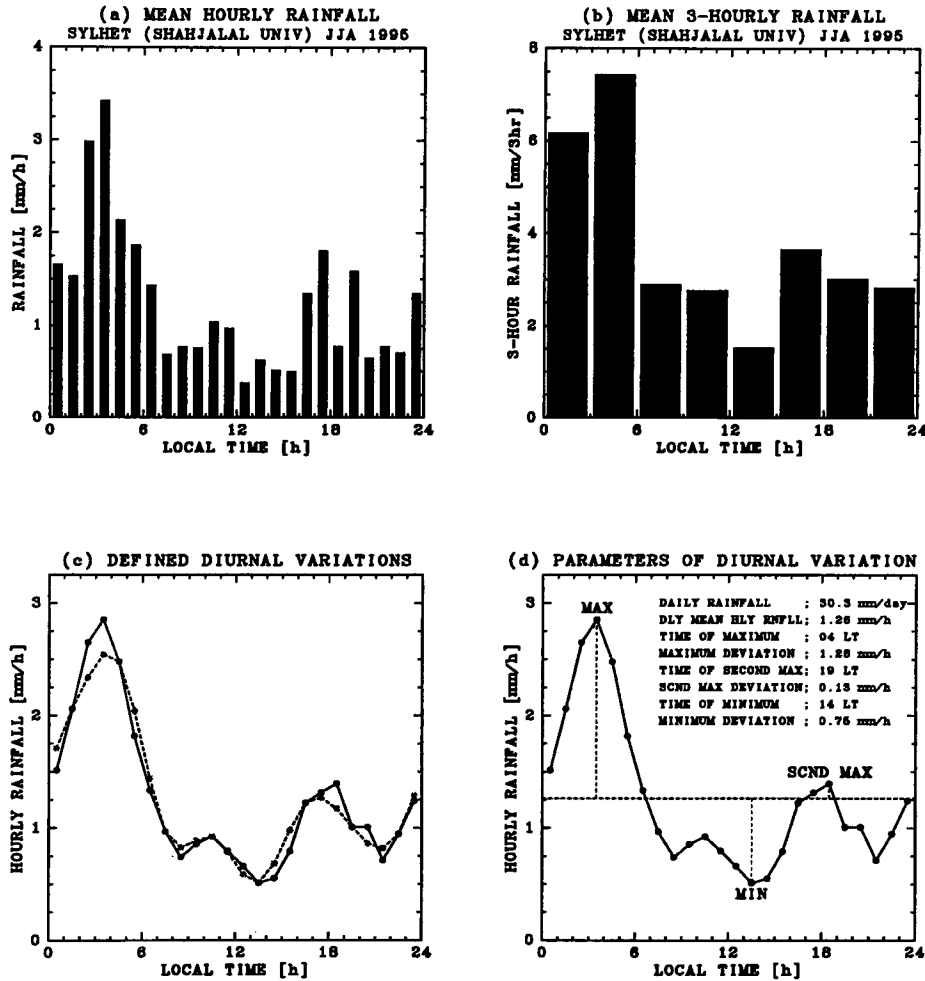


図 3.1: (a) 1995 年 6-8 月平均のバングラデシュ・シレット (シャジャラル大学) での 1 時間降水量。(b) 同じ降水量を 3 時間降水量で表したものの。(c) (a) と (b) から定義される日変化。実線は (a) に対する 3 時間移動平均を表し、破線は (b) をスプライン内挿して得られた 1 時間降水量。(d) 日変化の評価に使われるパラメータ。

解析領域は 80-120°E、0-30°N であり、格子点間隔は 0.2°×0.2° である。

一般に低い雲頂温度を持つ雲は高い雲頂温度を持つ雲に比べて日変化の位相が早いことが知られており (e.g., Minnis and Harrison, 1984; Janowiak *et al.*, 1994)、解析に使われる T_{BB} のしきい値の取り方次第で日変化の振る舞いは大きく変化する。従って、対流活動のどのような面に着目するか、すなわち、どのような指標を用いて対流活動を評価するかが、対流活動の日変化の位相を考える際には非常に重要である。その意味で、本研究では、地上降水量と最も相関が高くなるような対流活動の指標を導入することを試みる。

$T_{BB}(IR1)$ の値は、もしその雲が光学的に黒体に近ければ、その雲の雲頂温度とほぼ同じ値を表すと考えられている。対流活動の日変化に関する研究は、これまですべて $T_{BB}(IR1)$

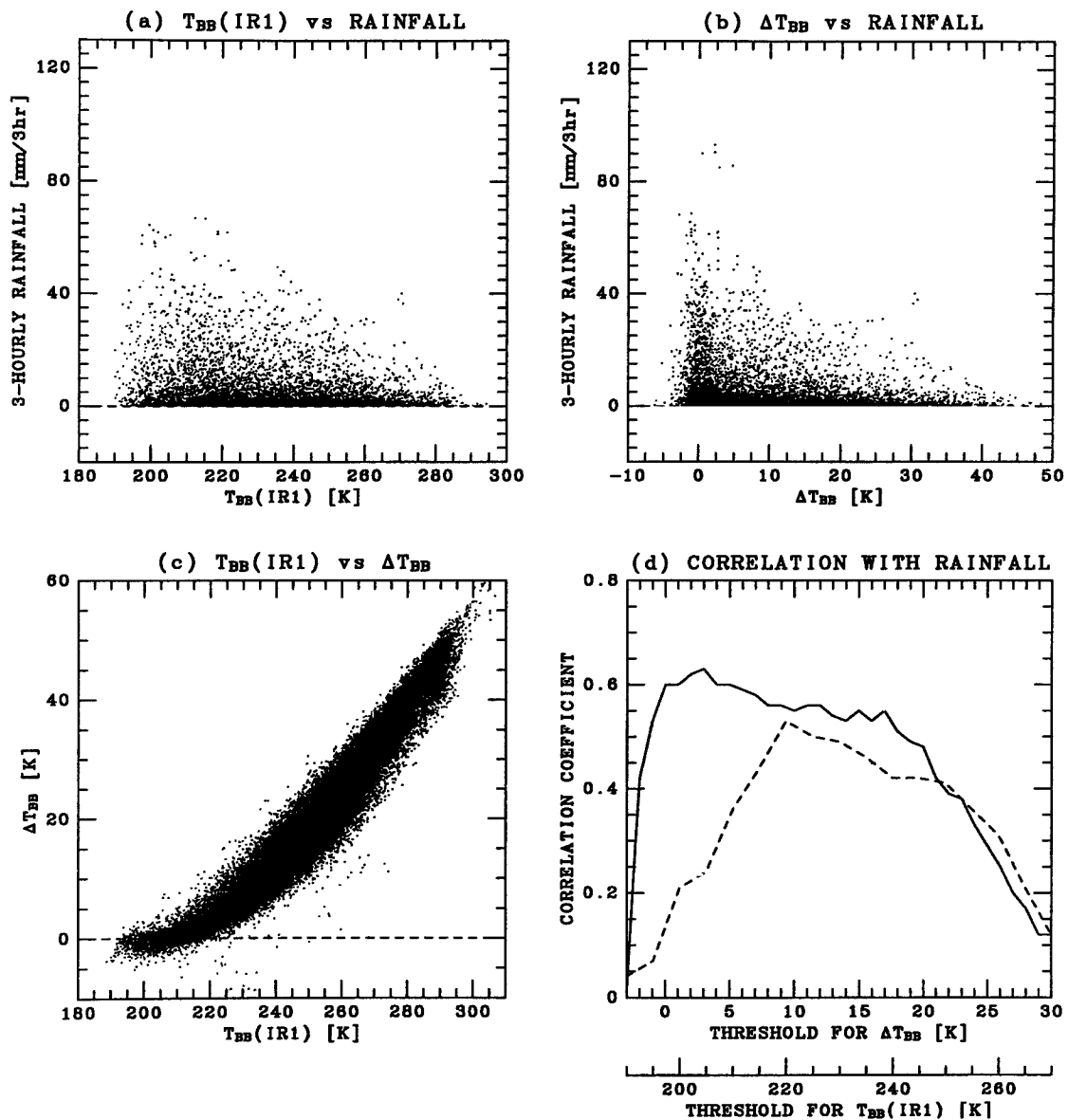


図 3.2: (a) 1996-97 年 6-8 月のタイ 36 地点での 3 時間降水量と $T_{BB}(IR1)$ の関係。 $T_{BB}(IR1)$ の値は 3 時間の中で最も低い値を用いた。(b) $\Delta T_{BB}(=T_{BB}(IR1)-T_{BB}(WV))$ と 3 時間降水量の関係。(c) $T_{BB}(IR1)$ と ΔT_{BB} との関係。(d) 様々なしきい値以下の $T_{BB}(IR1)$ (破線) 及び ΔT_{BB} (実線) の出現頻度と地上降水量との相関。1996-97 年 6-8 月の 184 日の期間において、各観測点を含む $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子状での、様々なしきい値以下の $T_{BB}(IR1)$ 、 ΔT_{BB} の出現頻度とその観測点での平均日降水量とを比較した。

の値を用いた指標で評価されてきた。その中で GMS には 5 号 (1995 年打ち上げ) 以来、 $T_{BB}(IR1)$ 以外に $T_{BB}(WV)$ のデータも利用できるようになった。Tokuno and Tsuchiya (1994) は、赤外 1 と水蒸気チャンネルの温度差 $T_{BB}(IR1) - T_{BB}(WV)$ ($\equiv \Delta T_{BB}$) が雲の種類判別に使える可能性を示している。彼らの手法は、水蒸気量が鉛直方向に減少することにより、一般に高い雲頂を持つ雲ほど ΔT_{BB} の値が小さくなるという性質を利用している。これは、元々、中緯度地方の雲を極軌道衛星 (MOS-1) から判別するために開発されたアルゴリズムであるが、水蒸気量が鉛直に減少する本質的な特徴は熱帯にも当てはまるので、熱帯の対流活動に対しても応用ができることが期待される。

こうして、地上降水量との相関が最も良くなるような対流活動を評価する指標を決定するために、 $T_{BB}(IR1)$ と ΔT_{BB} を両方用いて、地上降水量との比較を行った。比較には 1996-97 年のタイの 36 地点の 3 時間降水量データを用い、各観測点を含む $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子の各 T_{BB} 値と比較した。尚、両 T_{BB} 値共に各 3 時間降水量観測時間の中で最も低い値を用いた。

図 3.2a と図 3.2b はそれぞれ $T_{BB}(IR1)$ と ΔT_{BB} の降水量との関係を示している。

両者を比べると明らかに ΔT_{BB} の方が降水量に対して感度が良いことがわかる。これは、図 3.2c に見られるように、 $T_{BB}(IR1)$ の低い領域で ΔT_{BB} の変化が比較的小さいことに関係している。図 3.2d に $T_{BB}(IR1)$ と ΔT_{BB} の降水量に対する相関を示す。この図は、各地点の 6-8 月 2 年分の平均日降水量と、様々なしきい値以下の $T_{BB}(IR1)$ 及び ΔT_{BB} の出現頻度を 36 地点で比較し、その相関係数を示している。 $T_{BB}(IR1)$ に対する相関係数は、しきい値 220K で最大値 0.54 を示し、 ΔT_{BB} では、しきい値 3K で最大値 0.63 をとる。すなわち、 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が地上降水量と最も良い相関を示すことがわかる。 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ で表される雲は、230K 以下の低い雲頂温度 (高い雲頂高度) を持ち (図 3.2c)、比較的強い降水を伴っている (図 3.2b) ことから、これらの雲は、深い対流活動に伴う積乱雲や引き続いて発生する厚い層状性の雲であると考えられる。以上のことより、本研究では各格子上で $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度をそこでの対流活動を評価する指標とする。尚、降水量と異なり、ある時刻の出現頻度は、その時間の前後 30 分の間に観測された値を意味する。

3.2.3 日変化の表示方法

対流活動や降水量の日変化が空間的にどのように変化するかを地図上に示す際に、これまで多くの研究で、日変化中の第一調和成分の位相と振幅を用いた表示法が使われてきた (*e.g.*, Horn and Bryson, 1960; Wallace, 1975; Augustine, 1984; Minnis and Harrison, 1984; Riley *et al.*, 1987; Fujibe, 1988)。第一調和成分は日変化の分散に対して、特に陸上では大きな割合を占めるので (*e.g.*, Negri *et al.*, 1993)、調和解析は大きなスケールで日変化パターンの空間分布を調べるのには有効な手段であると言える。また、調和解析を使うことにより、オリジナルデータよりも細かな時間分解能で位相が求まるので、3 時間間隔のデータから第一調和成分を求めて日変化を記述している研究例は数多くある (*e.g.*, Meisner and Arkin, 1987; Janowiak *et al.*, 1994; Nitta and Sekine, 1994; Chen and Takahashi, 1995; Asai *et al.*, 1998; Ohsawa *et al.*, 1999)。

しかしながら、第一調和成分による表示法には主に 2 つの考慮すべき点がある。ひとつは第一調和成分の極大時刻が実際の日変化の極大時刻と異なることである。もう一つは上で述べたような日変化パターンを地図上へ表示する際に起こりうる問題である。第一調和

成分を用いて地図上の格子点或いは観測点上の日変化を表示する時、それらの空間的な位相の変化は必ずしも実際の極大時刻の変化を意味するものではない。第一調和成分は日変化を構成するすべての値に依存して決まるものであり、極端に言えば、極大値の時刻が変わらなくても、極小値の時刻が変われば、その位相は変化する。このような性質があるために、第一調和成分の位相は地図上では非常に連続的に変化し、あたかもその領域上で極大時刻が連続的に変化していくような印象を与える。このことは日変化を支配する物理メカニズムを考察する上で誤解を招きやすい。

このような理由から、対流活動、降水量どちらの解析に関しても本研究では基本的に第一調和成分を用いずに、日変化の中の極大、極小時刻を直接地図上に表示する。尚、第一調和成分の極大と実際の極大の時間差は 3.3.1 節で議論する。

3.3 日変化の一般特性

3.3.1 対流活動

解析領域全体の対流活動の日変化を図 3.3 に示す。ここでは解析領域全体の日変化パターンの空間分布を表示するために、 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子 25 個のデータを平均して得られた $1^\circ \times 1^\circ$ 格子の $\Delta T_{BB} \leq 3K$ 出現頻度の極大、極小を示した。極大、極小の時刻をベクトルの向きで表し、その時刻の日平均出現頻度からの偏差をベクトルの長さで表している。10% 以上の偏差を示す大きな日変化は、主に陸上で卓越し、インド亜大陸北東部、チベット高原、華南、インドシナ半島南部、マレーシアやインドネシアの半島や大きな島などで見られる。海上では、ベンガル湾北西部で特に大きな日変化が見られ、大陸や島の周辺海域でも比較的大きな日変化が観測される。これらの特徴は Murakami (1983) や Nitta and Sekine (1994) の示した結果とほぼ同じである。

図 3.3 によれば陸上域では午後から夕方にかけて対流活動が極大になる。海上の極大は陸上よりもやや早いのがやはり午後に極大を示す地域が多い。それに対して対流活動が極小になる時刻は陸上と海上では非常に異なっており、陸上では昼前頃、海上では夜半前頃に極小となる。図 3.4 に陸上 (13,804 格子)、海上 (16,196 格子) それぞれで平均された $\Delta T_{BB} \leq 3K$ 出現頻度の日変化を示す。陸上の平均日変化は 17 時で極大、11 時で極小となり、海上での平均日変化は 14 時で極大、22 時で極小を示す。陸上の日変化は午後の急速な立ち上がりとゆっくりとした減少が顕著に見られる一方、海上は日中の比較的高い活動度と、午後から夕方にかけての急速な減少で特徴づけられる。

次に個々の格子上での日変化を見るために、各 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子上での極大、極小時刻を統計的に解析した。図 3.5 は、各時刻に $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が極大、極小になる格子の数を、陸上と海上毎にそれぞれの全格子に対する割合 (%) で示している。陸上の 22% の格子が 17 時の極大を示し、全体の約 75% が 14 時から 21 時 (正確には 1330-2130 時の 8 時間) に極大を示す。極小は、ほとんどの地点で 11 時を中心とする午前遅くから昼にかけての時間帯に現れる。また午後・夕方の極大とは別に、深夜から早朝にかけて対流活動が極大になる地点も少なからず存在し、約 12% の格子が 02 時から 05 時 (4 時間) に極大を示す。図 3.3a において、この深夜・早朝の極大は、ヒマラヤ山麓、ブラマプトラ谷上流部、四川盆地等に見られる。このうち、ブラマプトラ谷の早朝の極大は Murakami (1983) によっても指摘されている。また四川盆地付近の対流活動の日変化は Asai *et al.* (1998) によって解析されており、彼らは、Riley *et al.* (1987) が北米ロッキー山脈東側の地域で示

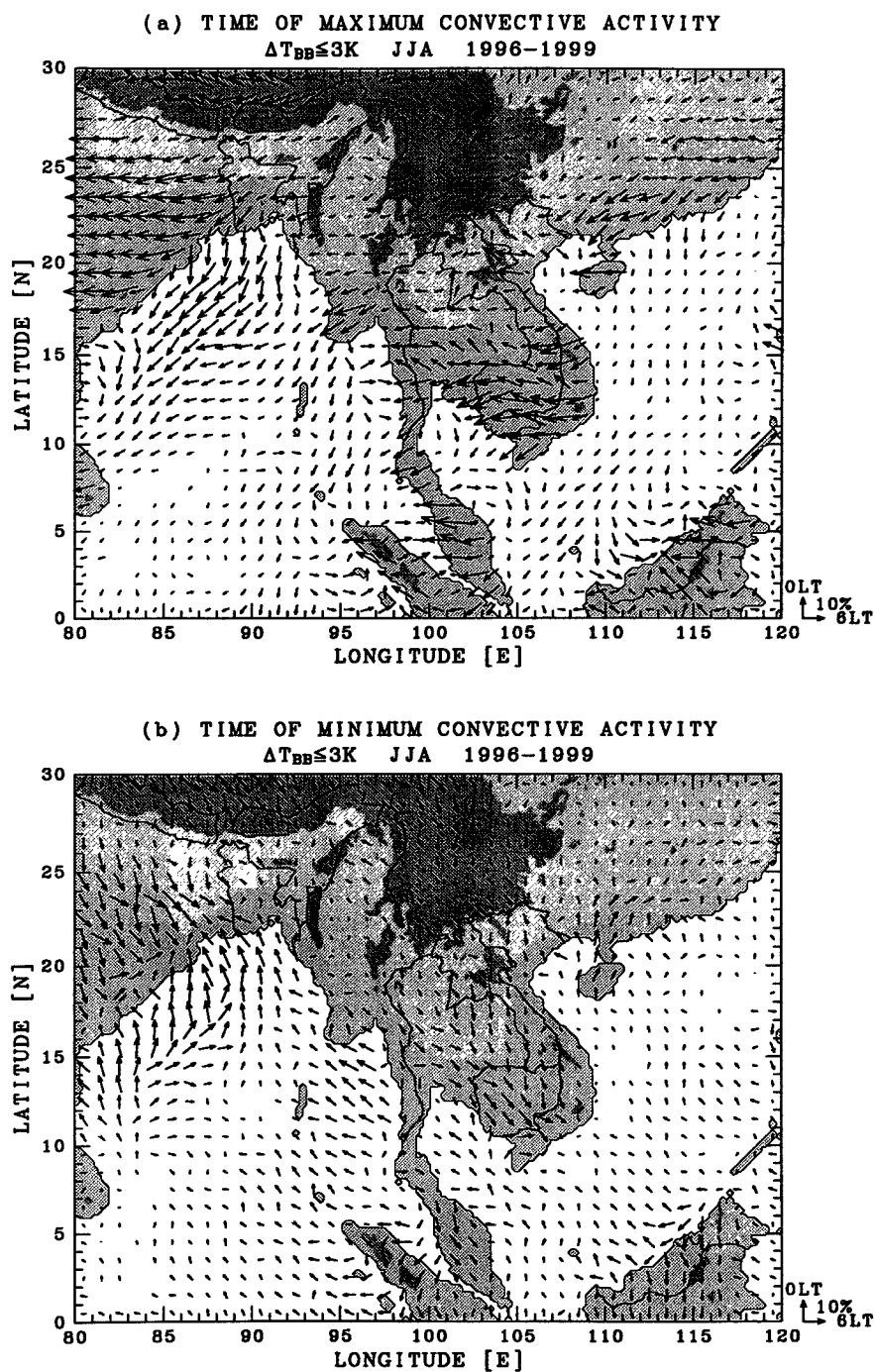


図 3.3: 1996-99 年 6-8 月の期間中、各 $1^\circ \times 1^\circ$ 格子において $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が (a) 極大、(b) 極小になる時刻。この時刻は、 $1^\circ \times 1^\circ$ に含まれる 25 個の $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子値を平均した日変化から求められた。ベクトルの向きは出現頻度が (a) 極大、(b) 極小になる時刻を示し、北、東、南、西の方角はそれぞれ 00 時（地方時）、06 時、12 時、18 時を示す。ベクトルの長さは、それら極大値、極小値の日平均出現頻度からの偏差を示す。明、暗の陰影はそれぞれ 0m、1,000m 以上の標高を示す。

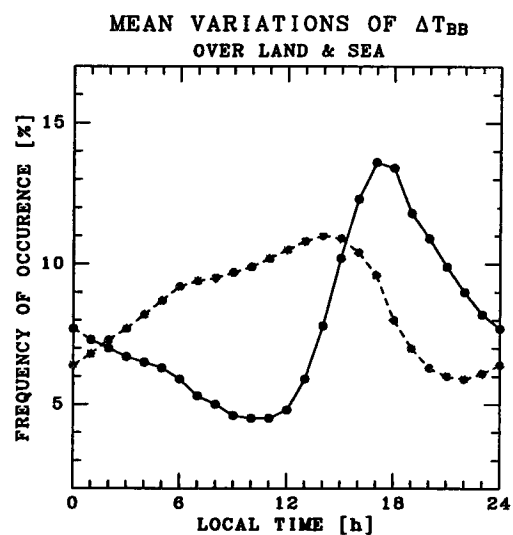


図 3.4: 80-120°E、0-30°N の解析領域に含まれる陸上 13,804 格子、海上 16,196 格子のそれぞれについての $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の平均出現頻度の日変化。実線、破線はそれぞれ陸上、海上の日変化を表す。

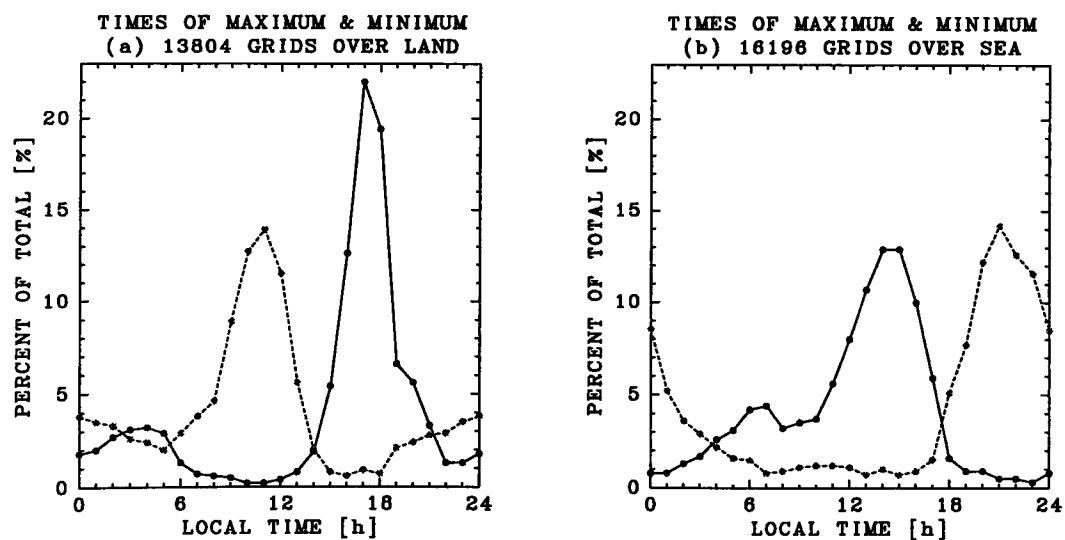


図 3.5: 各時刻に $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が極大（実線）、極小（破線）になる格子の数。(a) 陸上、(b) 海上のそれぞれの全格子に対する割合 (%) で表示した。

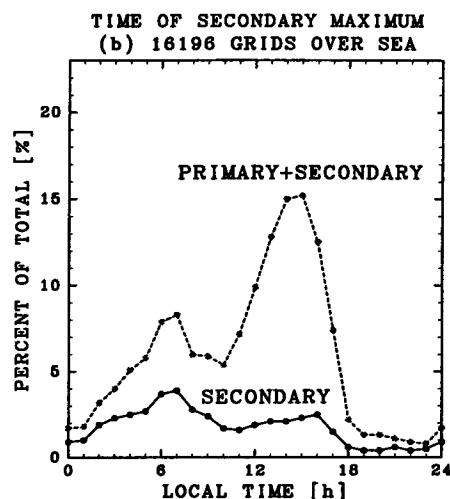


図 3.6: 海上での $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度の第二極大値。表示は図 3.5 と同じ。この第二極大値は、日平均出現頻度以上かつ前後 2 時間以上でそれぞれ増加、減少を示す極値として定義した。この第二極大値は海上全体の 43% の格子で見られる。破線は第一極大と第二極大の合計数を示す。

した日変化と似た現象がチベット高原東側の四川盆地あたりでも見られることを示した。これらの深夜・早朝の極大が卓越する地域でも、午後・夕方に極大を持つ地域と同じく、対流活動の極小は、午前遅くから昼にかけて現れる傾向がある。

海上では最も多くの格子で対流活動は 14 時に極大、21 時に極小となる。全体の約 75% の格子は 11 時から 17 時に極大を示す。この時間帯の極大以外に、07 時頃に極大を示す地点も比較的多く見られ、これらは主に大陸や島の近海で特に見られる (3.4 節で詳しく論じる)。海上の対流活動や降雨の日変化に関する研究では、しばしば夜明け頃と午後に 1 日 2 回の極大を持つ日変化がしばしば報告されている (*e.g.*, Brier and Simpson, 1969; Gray and Jacobson, 1977; Augustine, 1984; Nitta and Sekine, 1994)。この 07 時頃の極大との関係を調べるために、第二極大値を調べた (図 3.6)。第二極大値を、日平均出現頻度以上かつ前後 2 時間以上でそれぞれ増加、減少を示す極値として定義した結果、全体の 43% の格子で第二極大が見られた (図 3.6)。第一極大の分布と同じように、多くの地点で第二極大も朝方と午後に集中して見られるが、第二極大の場合は朝方 (07 時頃) に極大となる格子数の方が午後よりも多い。朝方の第一極大は主に沿岸海域に見られるが、第二極大は比較的海洋上に分散して見られる (not shown)。このような陸から離れた海洋上での朝方の極大は、これまで多くの研究で示されてきた open ocean での夜明け前後の対流活動、降水量の極大 (*e.g.*, Gray and Jacobson, 1977; Augustine, 1984; Janowiak *et al.*, 1994; Chen and Houze, 1997; Sui *et al.*, 1997) と関連付けられる可能性があるが、図 3.3 や図 3.6 でも明らかなように、午後の極大や、沿岸付近の朝方の極大に比べれば、その数は非常に少ない。

図 3.3 と Nitta and Sekine (1994) や Ohsawa *et al.* (1999) の解析結果とを比較すると、

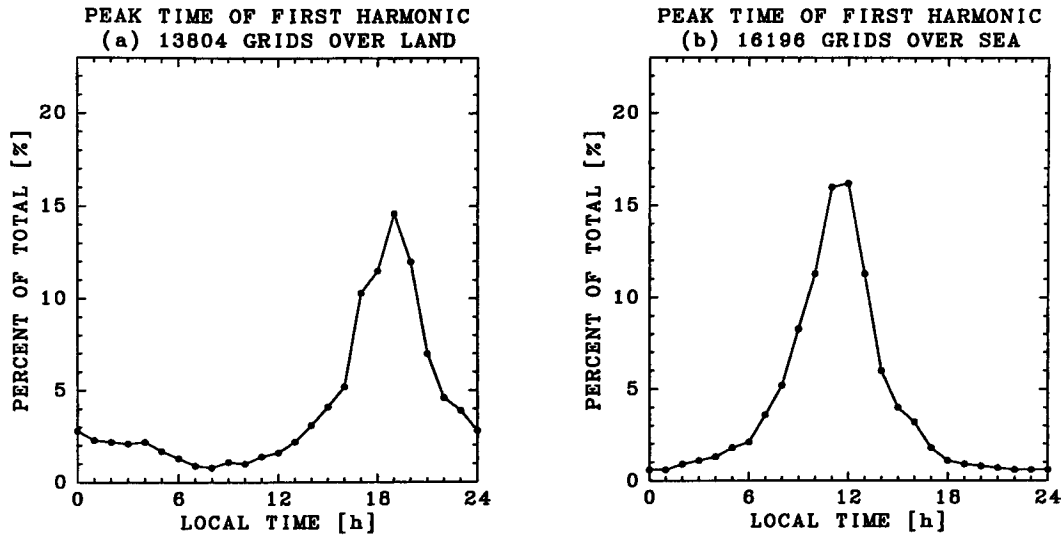


図 3.7: 第一調和成分の極大時刻の分布。図 3.5 と同様に、(a) 陸上、(b) 海上ごとに表示した。

図 3.3 で示される対流活動の日変化の極大は陸上全般で数時間程早いことがわかる。例えば、Nitta and Sekine (1994) の解析の中でインドシナ半島やボルネオ（カリマンタン）島等で見られる対流活動の 21 時以降の極大は、図 3.3 ではほとんど見られない。この違いには主に 2 つの原因が考えられる。

一つは対流活動を評価する指標の違いである。本研究では $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度を対流活動の指標として用いており、この指標で表される雲は 230K 以下の比較的低い雲頂温度を持っている。一方、Nitta and Sekine (1994) と Ohsawa *et al.* (1999) は対流活動の指標に 250K のしきい値を使っており、この指標は比較的温暖い雲頂温度を持つ雲の効果も含んでいる。Minnis and Harrison (1984) や Janowiak *et al.* (1994) 等が示したように、一般に低い雲頂温度を持つ雲は高い雲頂温度を持つ雲に比べて日変化の位相が早いことが知られており、このことが、図 3.3 の極大がこれまでの研究に比べてやや早い時刻に現れる一つの原因になっている。

もう一つの原因は彼らの用いた調和解析に起因するものである。図 3.7 は第一調和成分の極大時刻を図 3.5 と同様に表示したものである。図 3.7 は最も多くの格子上で 19 時の極大が見られることを示しているが、これは図 3.5 で示される実際の極大時刻よりも全体として約 2 時間程遅い。逆に海上での第一調和成分の極大時刻は実際の極大時刻よりも約 3 時間程早いことがわかる。このような時間差は、図 3.4 や図 3.5 で示される陸上、海上に特有な日変化パターンと密接に関係している。図 3.4 で示されるように、陸上では対流活動の極大、極小は、平均的に見て 17 時と 11 時に現れる。すなわち極小から極大までの時間が極大から極小までの時間の約 3 分の 1 しかなく、それ故に 24 時間周期の第一調和成分はこの非正弦曲線的な日変化に合致せず、その極大時刻は実際の極大時刻よりも遅れる傾向がある。また海上では極大、極小は 14 時及び 22 時に現れ、陸上とは逆に、極小から

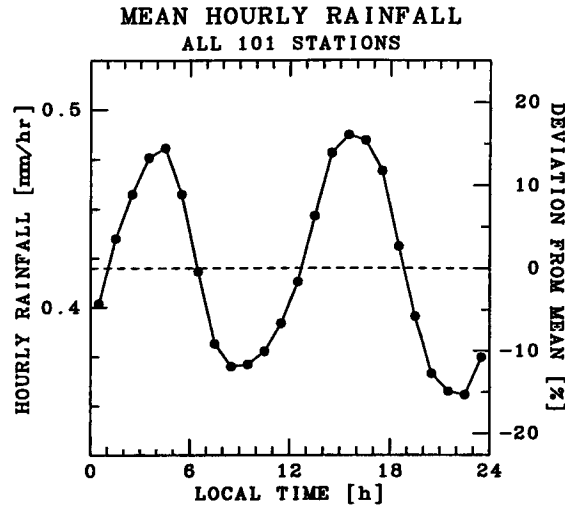


図 3.8: 4ヶ国の全 101 地点の降水量を平均した日変化。

極大までの時間は極大から極小までの時間よりも約 2 倍長い。従って、第一調和成分の極大時刻は、実際の極大時刻よりも進む傾向を示す。

以上の結果は、従来の研究で日変化パターンの空間分布を示すのに広く使われてきた第一調和成分を用いた表示法に関して、特に極値の時刻を考察する際には、十分な注意が必要であることを示している。

3.3.2 降水量

3.2 節のデータ処理方法を行うことによって、全 101 地点の平均日変化を作ることが可能になった。その結果を図 3.8 に示す。この平均日変化は、05 時と 16 時に 2 つの極大値、09 時と 23 時に 2 つの極小値を持つようなきれいな半日周期変動を示す。一見これは Brier and Simpson (1969) が提案した半日潮汐波変動に伴う降雨変動に見える。しかしながら、実際この平均の日変化は様々なタイプの日変化の合成であり、個々の観測点でこのような半日周期が見える訳ではない。すなわち、別々の地点の別々の物理メカニズムがこの平均日変化に現れる早朝、午後の極大をつくっている（このことは次節で詳しく議論される）。

図 3.5 と同様な形式で、各時刻に降水量の極大、極小を示す観測点の数を図 3.9a に示す。多くの地点が 16-18 時に降水量の極大を示し、全 101 地点のうち 57 地点が 13-21 時の 8 時間の間に極大を示す。この午後・夕方の極大以外に、深夜・早朝に降水量の極大を示す地点があり、21 地点が 02-06 時の 4 時間の間に極大値をとる。一方、極小値は、最も多くの地点（20 地点）において 11 時に現れ、22 時頃に現れる地点も比較的多く見られる。これらの特徴は図 3.5 で示される陸上域の対流活動の極大、極小時刻と非常に良く一致しており、 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度で評価される対流活動の日変化が、全体として、地上降水量の日変化とほぼ位相のずれがないことを示している。

降水量の極大時刻と 6-8 月平均日降水量との間には重要な関係が見られる。図 3.9b によれば、午後・夕方に極大を示す地点では、各極大時刻毎に平均して（図中実線）、5-10mm/day

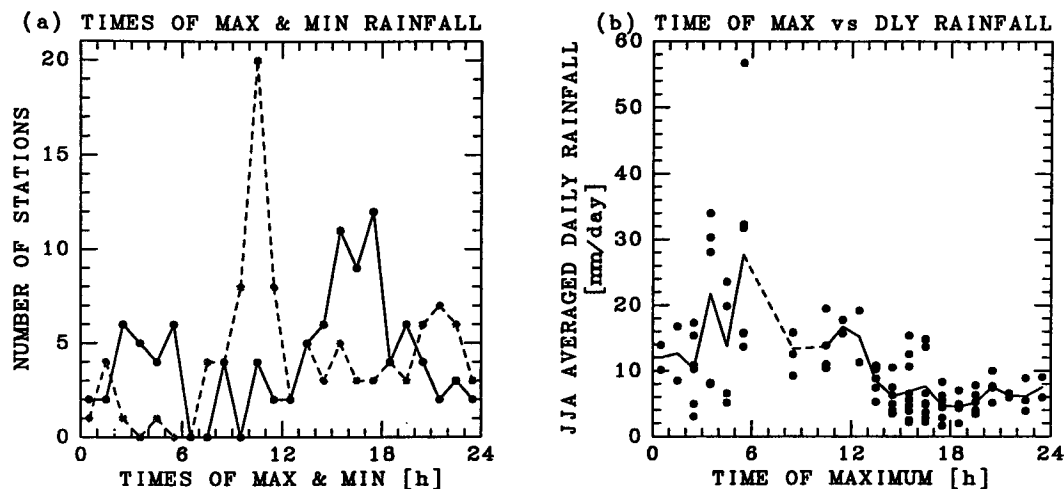


図 3.9: (a) 各時刻に降水量の極大（実線）、極小（破線）を示す観測点の数。(b) 各観測点の降水量の極大時刻（横軸）と 6-8 月平均日降水量（縦軸）の関係。実線は各時刻に極大を持つ観測点の平均日降水量を示す。

程の日降水量が見られ、明らかに他の時間帯に極大を持つ地点に比べて日降水量は少ない。このような地点では、恐らく、降雨を引き起こすような地形的な影響が付近になく、太陽放射加熱による午後のシャワー性の降雨だけが主な降雨要素となっているものと考えられる。これに対して、00-12 時に極大を持つ地点は平均的に 10mm/day 以上の日降水量を示す。04-06 時に極大を持つ地点では特に大きな日降水量（14-28mm/day）が観測され、これは午後・夕方に極大を示す地点の 2、3 倍に相当する。この結果は、南米上での衛星データの解析結果を基に、午後・夕方に極大を示す地域は一日の他の時間に極大を持つ地域よりも、より多い日降水量を持つであろうとした Garreaud and Wallace (1997) の推測とは全く反対の結果である。

結局、図 3.9 では、深夜・早朝の極大を示す地点は、午後・夕方に極大を示す地点よりも数は少ないが降水量は多いために、地域全体の日変化への両者の寄与はほぼ同じくらいになることが明らかになった。

3.4 日変化の地域特性

前節では、陸上の対流活動・降水量の極大が午後・夕方と深夜・早朝の 2 つの時間帯に現れやすいことが示された。この節では、そのような 2 つのタイプの日変化に着目しながら、バングラデシュ、タイ、ベトナム、マレーシアの 4 ヶ国とその周辺地域での日変化を、地形との関係を踏まえつつ記述していく。

3.4.1 バングラデシュ

6-8 月平均日降水量を図 3.10a に示す。図中の各円は各地点の日降水量を示し、円の面積が降水量に比例するように描かれている。図 3.10b は各地点の降水量の極大時刻及び日平

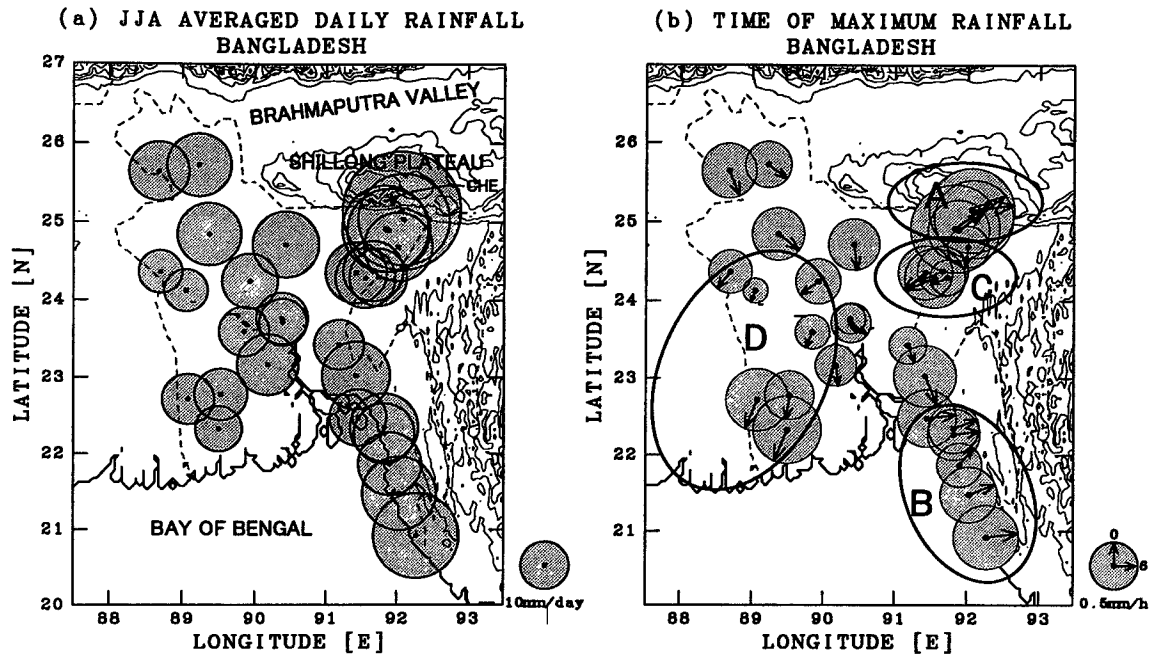


図 3.10: (a) バングラデシュの 31 観測点における 6-8 月の平均日降水量。円の面積が降水量を表す。地図中の等高線は 200m から 400m の間隔で描かれている。(b) 降水量が極大となる時刻。図 3.3 と同様に、ベクトルで極大時刻を示す。ただし、この図では日平均時間降水量からの偏差をベクトルの長さではなく円の面積で表している。図中のアルファベットで示される地域は本文中で参照される。

均時間降水量からの偏差を示す。深夜・早朝の極大を示す地点は北東部（図 3.10 中の 'A'）と南東部（'B'）に集中して存在する。図 3.10a から明らかなように、これら 2 つの地域は国内でも降水量の多い地域である。これらのほとんどの地点は 15mm/day 以上の日降水量を示し、30mm/day を越える地点もある。領域 A で示されるシロン高地のすぐ南にある 4 地点は 04-06 時に降水量の極大が現れる。一方、シロン高地から少し離れた領域 C では 15-16 時頃の極大が卓越する。従って、領域 A で見られる深夜・早朝の極大には北側のシロン高地の存在が影響しているものと考えられる。

Prasad (1970) は、シロン高地南部にあって世界の最大年間降水量の記録地点として知られているインドのチェラプンジ（図 3.10a 中の 'CHE'）において、同様な深夜・早朝の降水量の極大が見られることを示している。夏季モンスーン期間中、この領域では下層の南風が卓越することから（図 3.11）、一般に、この付近の多降水量はシロン高地による地形性上昇による結果として理解されている。しかしながら、領域 A に含まれる地点では、降水量は深夜・早朝に極大を示し、極大時刻の偏差は 0.7-1.4mm/h と、日平均時間降水量の 60-100% の変動を示す。このことは、単に地形性上昇だけでなく、日周期に同期した別のメカニズムがこの地域の多降水量に関係していることを強く示唆している。

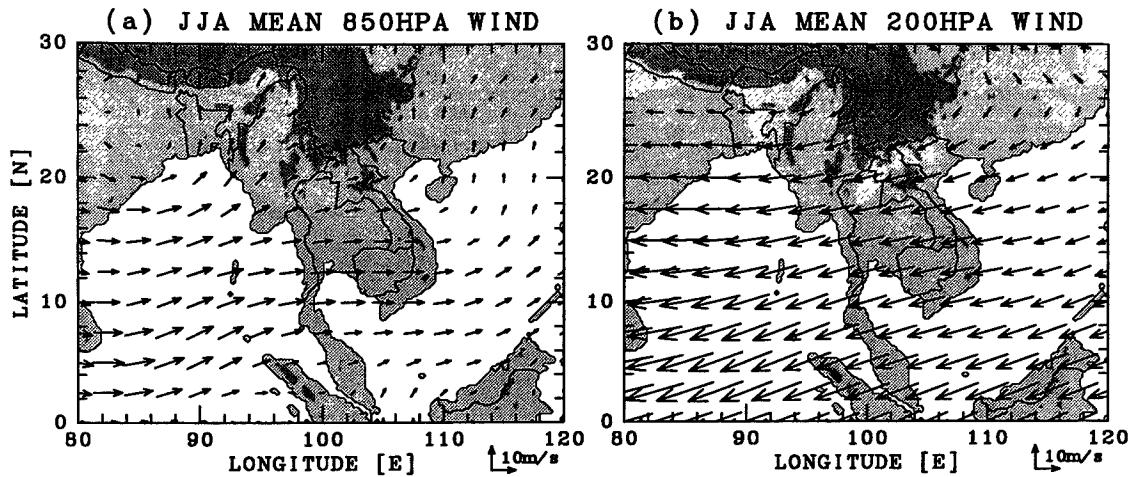


図 3.11: NCEP 客観解析データによる 6-8 月の (a) 850hPa と (b) 200hPa の風の気候値 (1979-95 年平均)。明、暗の陰影はそれぞれ 0m、1,000m 以上の標高を示す。

図 3.12 はバングラデシュ及びその周辺地域での対流活動の極大を示している。対流活動の観点からも、シロン高地南側の領域 A 付近での深夜・早朝の極大ははっきりと見ることができる。対流活動の同様な深夜・早朝の極大は、シロン高地北側のブラマプトラ谷にも見られる。この解析結果は、Prasad (1974) や Bhattacharya and Bhattacharyya (1980) がこの地域のいくつかの観測点の降水量データの解析から明らかにした深夜・早朝の極大の存在を裏付けるものである。Prasad (1974) は、ブラマプトラ谷で見られるこの深夜・早朝の降水量の極大は、谷の両側から吹く山風の下層収束が原因であろうと推測した。しかしながら、図 3.12 (及び図 3.3) によれば、この深夜・早朝の極大はブラマプトラ谷のみならずヒマラヤ山麓に沿ってずっと西方まで確認することができ、約 100-200km 程度の幅で帯状に分布している。従って、ヒマラヤ山脈からの山風、あるいはその山風と南よりの一般風に関係した下層収束がこの地域の深夜・早朝極大の原因であると推測される。同じことはシロン高地南側の領域 A にも当てはまる。

ベンガル湾に沿った領域 B では、降水量の極大は 03-06 時に現れる。これらの深夜・早朝の極大は海岸地域に限定的に見られるので、領域 A とは異なり山岳に起因する現象とは考えにくい。この深夜・早朝の極大は、海陸コントラストに起因する局地循環（陸風）に関係したものであると考えられる。

この南東部沿岸域の深夜・早朝の極大は、降水量でははっきりと見られる一方で、図 3.12 に示される対流活動の日変化ではほとんど見られない。図 3.12 によれば、この海岸付近では東側の内陸と同様な午後の極大が卓越している。一方、海岸線から西に約 100km 程離れた所には朝方の極大が見られ、この極大が海岸部の降水量に見られる早朝の極大と関係しているものと考えられる。対流活動と降水量の極大時刻のずれは、次節以降にも記述されるように、西側に海があるすべての海岸地域で見られる。それらの地域では、東側の陸

TIME OF MAXIMUM CONVECTIVE ACTIVITY
BANGLADESH JJA 1996-1999

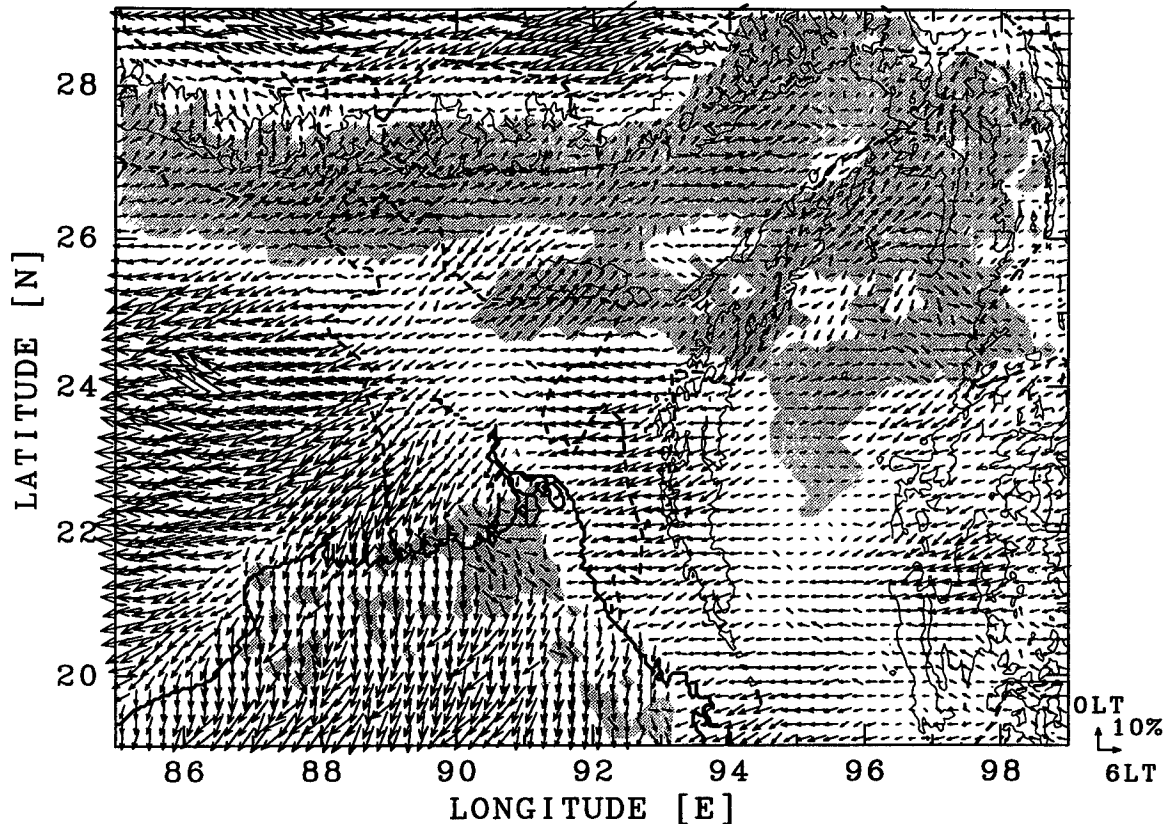


図 3.12: バングラデシュとその周辺地域での対流活動の極大時刻。 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が極大になる時刻とその極大値の日平均出現頻度からの偏差を図 3.3 と同様なベクトル形式で示す。太実線は海岸線を示し、細実線は 1,000m、3,000m の等高線、破線は国境を示す。00 時から 12 時の間に極大が見られる地域に陰影が付けてある。

上域で卓越する午後・夕方の極大が海岸線を越えて数 10 から 100km 程度西側の海上に張り出している様子が共通して見られる。この日変化パターンの西方へのずれは、おそらく図 3.11b に見られるような上層の強い東風によって、上層雲が西方への移流されることによる影響であろうと考えられる。

午後の極大は領域 C と領域 D の 2 つの地域に見られる一方、バングラデシュでは 17 時以降の降水量の極大は見られない。また領域 A から D 以外の地域では、一般的に降水量が抑制される午前中に極大を示す。この時期、大河川の常習的な氾濫により広範囲に渡って浸水しているバングラデシュ特有の地表面状態が、このような特殊な日変化に関係している可能性があるが、ここではそのメカニズムまでは不明である。

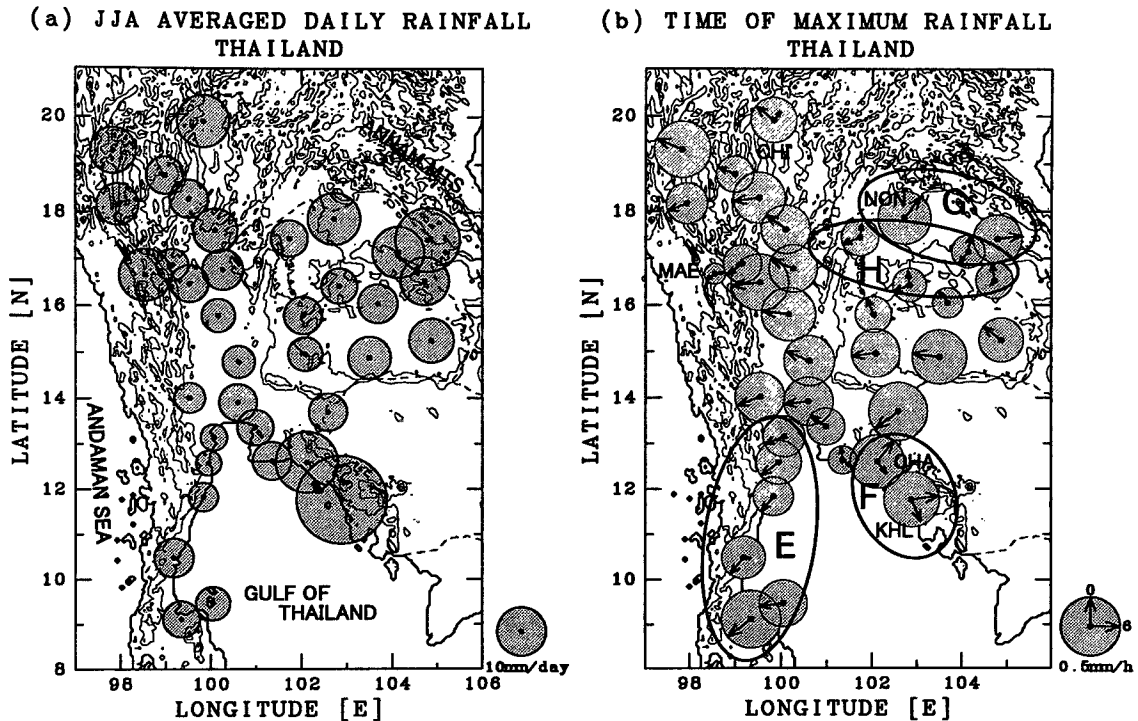


図 3.13: タイの 36 観測点における 6-8 月の平均日降水量。表示は図 3.10 と同じ。ただし、(b) には第一極大時刻だけでなく、第二極大時刻も表示してある。

3.4.2 タイ

バングラデシュと比べて、タイでは 6-8 月平均日降水量は少なく、ほとんどの地点で 10mm/day 以下である (図 3.13a)。また降水量の極大時刻も比較的一様で、14 時から 21 時にかけて極大を示す地点が大半である (図 3.13b)。マレー半島東岸沿い (図中'E') では 14-15 時前後の極大が卓越し、他の地域に比べてやや早い時間に極大が現れる。

タイでは、深夜・早朝の極大は主に 2 つの領域 ('F' と 'G') で見られる。図 3.13a より明らかに、この 2 つの領域 F、G は他の地点に比べて大きな日降水量を示す。また北西部の 2 地点、マエソット ('MAE') とチェンライ ('CHI') では、深夜・早朝に第二極大が見られ、この 2 地点も明らかに、まわりの地点よりも大きな日降水量を示す (図 3.13a)。

領域 F のクロンヤイ ('KHL') はタイで最も日降水量が多い地点であり、ここでは 06 時に降水量が極大になる。その北西にあるチャンタブリ ('CHA') においても 03 時の極大が見られる。これらの地点の風下側 (北東側) には 1,000m 以上の山岳が存在することから、領域 F で見られる深夜・早朝の降水量の極大には、海陸コントラストだけでなく山岳に起因する局地循環も影響しているものと推測される。ただし、前節で述べたのと同じ理由で、この海岸領域でも降水量の深夜・早朝極大に対応する対流活動の極大は検出できない (図 3.14)。この領域でも東側の内陸域で顕著に見られる 16-17 時頃の極大が卓越し、

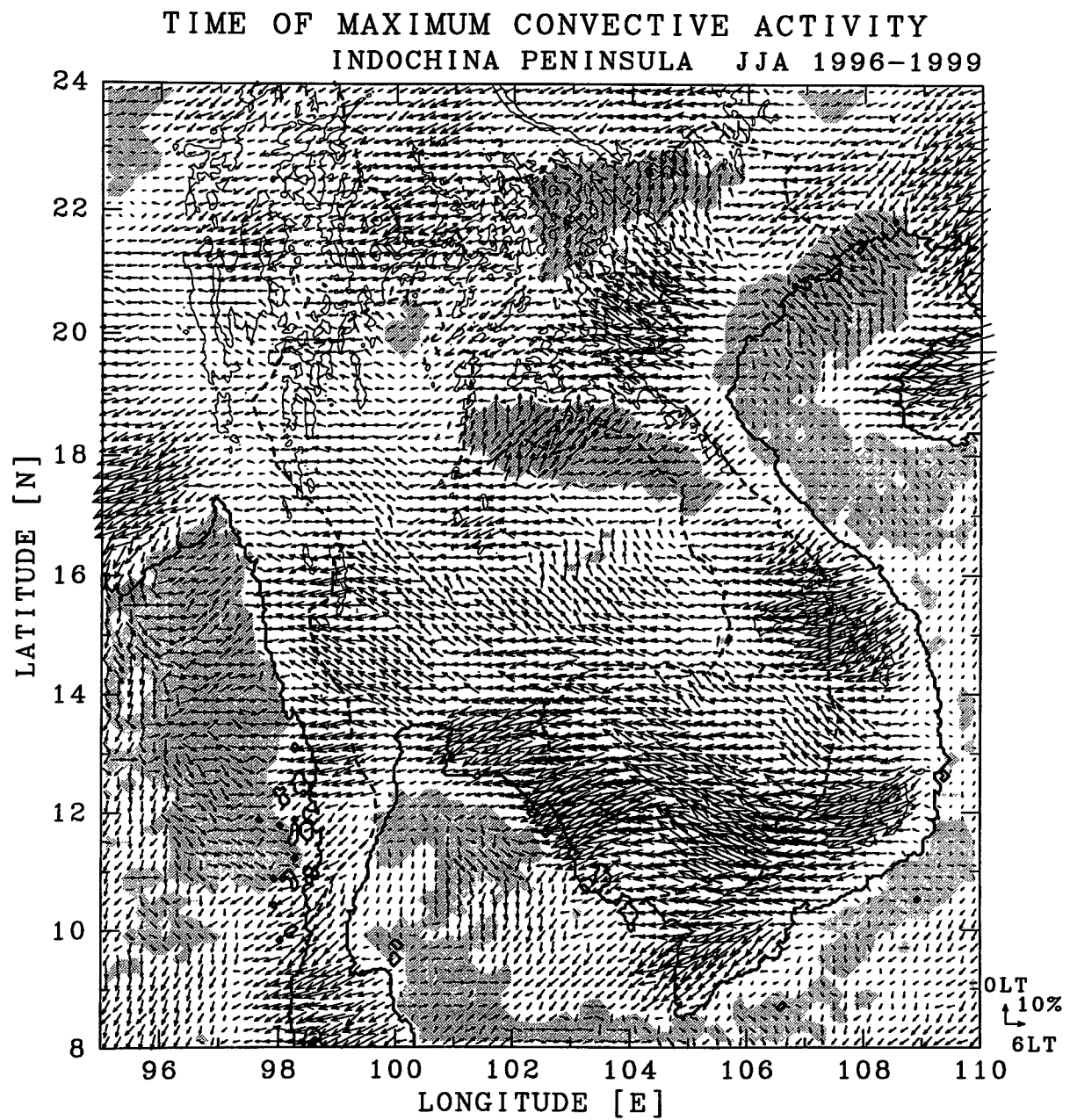


図 3.14: タイとベトナムを含むインドシナ半島周辺での対流活動の極大時刻。表示は図 3.12 と同じ。

朝方の極大は西方の沖合約 70-80km 付近の海上に見られる。

北東部の領域 G では 01-06 時に降水量の極大が現れる。GAME-Tropics の強化観測点の一つであるノンカイ ('NON') でも 03 時に極大が現れる。これらの観測点はタイ-ラオス国境に平行に連なるアンナン山脈の南西側、すなわち風上側に位置する。この領域 G の南側には、午後・夕方と夜半頃に 2 つの極大を示す観測点がいくつか見られる ('H')。これらの極大は、領域 H の南側及び西側に広がる午後・夕方の極大と、北側に広がる深夜・早朝の極大 (領域 G) との遷移的な特性を示していると考えられる。

図 3.14 で明らかなように、領域 G 及び H 上では、対流活動が午後・夕方に極大を示す地域と深夜・早朝に極大になる地域が明確に分離される。このような日変化パターンの明確な分離は、従来の調和解析を用いた手法では示すことができなかった。つまり、Nitta and Sekine (1994) や Ohsawa *et al.* (1999) の解析では、この地域の第一調和成分の極大時刻は単に北に向かって徐々に遅れていく様子のみを示していた。図 3.14 では、タイ北東部には午後・夕方と深夜・早朝に対流活動を活発化させる 2 つのメカニズムがあることが示唆される。前者は太陽放射加熱に伴う午後の大気境界層の不安定化である。後者は、他の山岳風上地域 (例えばシロン高地南側) で同様な深夜・早朝極大が見られることから考えて、北側のアンナン山脈に関係する局地循環が関与しているものと考えられる。

3.4.3 ベトナム

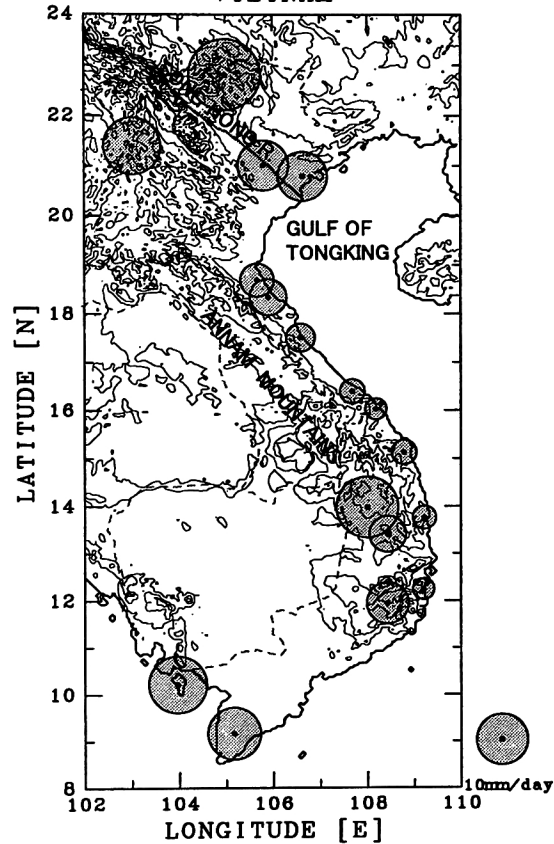
図 3.11a に見られるように、この時期ベトナムはインドシナ半島を南北に走るアンナン山脈の風下に位置する。そのため半島東岸沿いの地点では降水量は非常に少なく、6-8 月平均降水量が 2mm/day 以下の地点も見られる (図 3.15a)。このようなインドシナ半島東岸沿いの降水量の少ない地点では、午後・夕方の極大が卓越する (図 3.15b)。

一方、ベトナムでは 5 つの地点で深夜・早朝の極大が観測される。一つはアンナン山脈南部の風上側に位置するプレイク (図 3.15b 中の 'PLE') であり、そこでは降水量の極大は 01 時に現れる。残る 4 地点は北部地方に見られ、2 つは山岳域 ('I')、もう 2 つは海岸域 ('J') に位置する。図 3.15a より、これらの地域が他地点と比べて大きな日降水量を示すことは明らかである。

図 3.14 によれば、領域 I と J の対流活動は異なった振る舞いを示す。領域 I の対流活動は、図 3.12 中のシロン高地南部や図 3.14 中のアンナン山脈北部の南西領域に見られるものと同様、深夜から早朝にかけて極大になる。それに対して、領域 J 付近の対流活動は海岸線を越えて海上の対流活動と関係しており、陸上では早朝に極大が見られる一方、海上 (トンキン湾) では沖に向かって極大時刻が遅くなり午前中から昼頃にかけて極大が見られる。従って領域 I と領域 J では同じ時間帯に降水量の極大が現れるが、それらは互いに異なったメカニズムに起因していると推測される。前者では、北東側 (風下側) の山岳やソンホン川及びその支流の谷状地形に起因する局地循環 (及び一般風との相互作用) が、後者では海陸コントラストに起因する局地循環が、それぞれの地域の深夜・早朝の極大に関係しているものと考えられる。

図 3.14 の海上に注目すると、対流活動の極大時刻が沖に向かって遅れていく傾向は、トンキン湾周辺に限らず他の沿岸地域にも広く見られる。このような日変化は、特にアンダマン海やタイランド湾、そしてトンキン湾のような凹上の海岸線を持つ地域で顕著に見られることから、この朝方の極大には陸風に伴う下層収束が密接に関連しているものと推測される。

(a) JJA AVERAGED DAILY RAINFALL
VIETNAM



(b) TIME OF MAXIMUM RAINFALL
VIETNAM

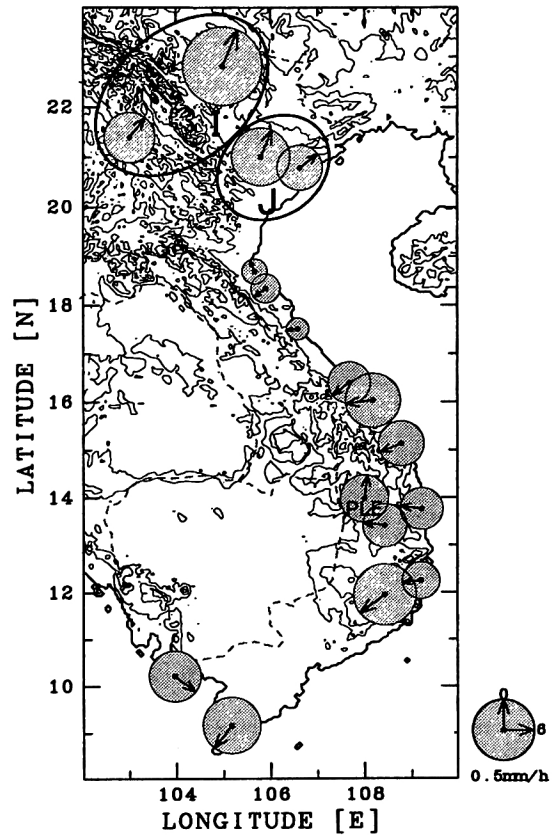


図 3.15: ベトナムの 17 観測点における 6-8 月の平均日降水量。表示は図 3.10 と同じ。

3.4.4 マレーシア

図 3.16a に示されるように、マレーシアでは 6-8 月平均日降水量が 10mm/day 以上の観測点は見られず、数 mm/day の日降水量が比較的一様に卓越する。ボルネオ（カリマントン）島の観測点の方がマレー半島部に比べて日降水量はやや多い。図 3.16b では、マレー半島西岸の 4 地点で 03-05 時に極大が見られ（'K'）、半島中央部及び東岸では午後・夕方の極大が卓越する。このような極大時刻の東西の対比は、Ramage (1964)、Nieuwolt (1968)、Oki and Musiake (1994) らにより指摘されている。彼らの解釈によれば、南西からの一般風と海陸風循環の相互作用の結果、このような西岸、東岸の極大時刻の違いが生じる。すなわち、日中は東岸において海風が一般風と下層収束を起こし、その結果として午後・夕方に降水量の極大が現れるのに対し、夜間は西岸において陸風が一般風と収束する方向に吹くことで、深夜・早朝に降水量の極大を引き起こすと考えられている。

また Ramage (1964) は、西岸に見られる深夜・早朝の極大には、西側のスマトラ島からの陸風も影響していると考えた。そして、その影響が出やすいと考えられるマラッカ海峡

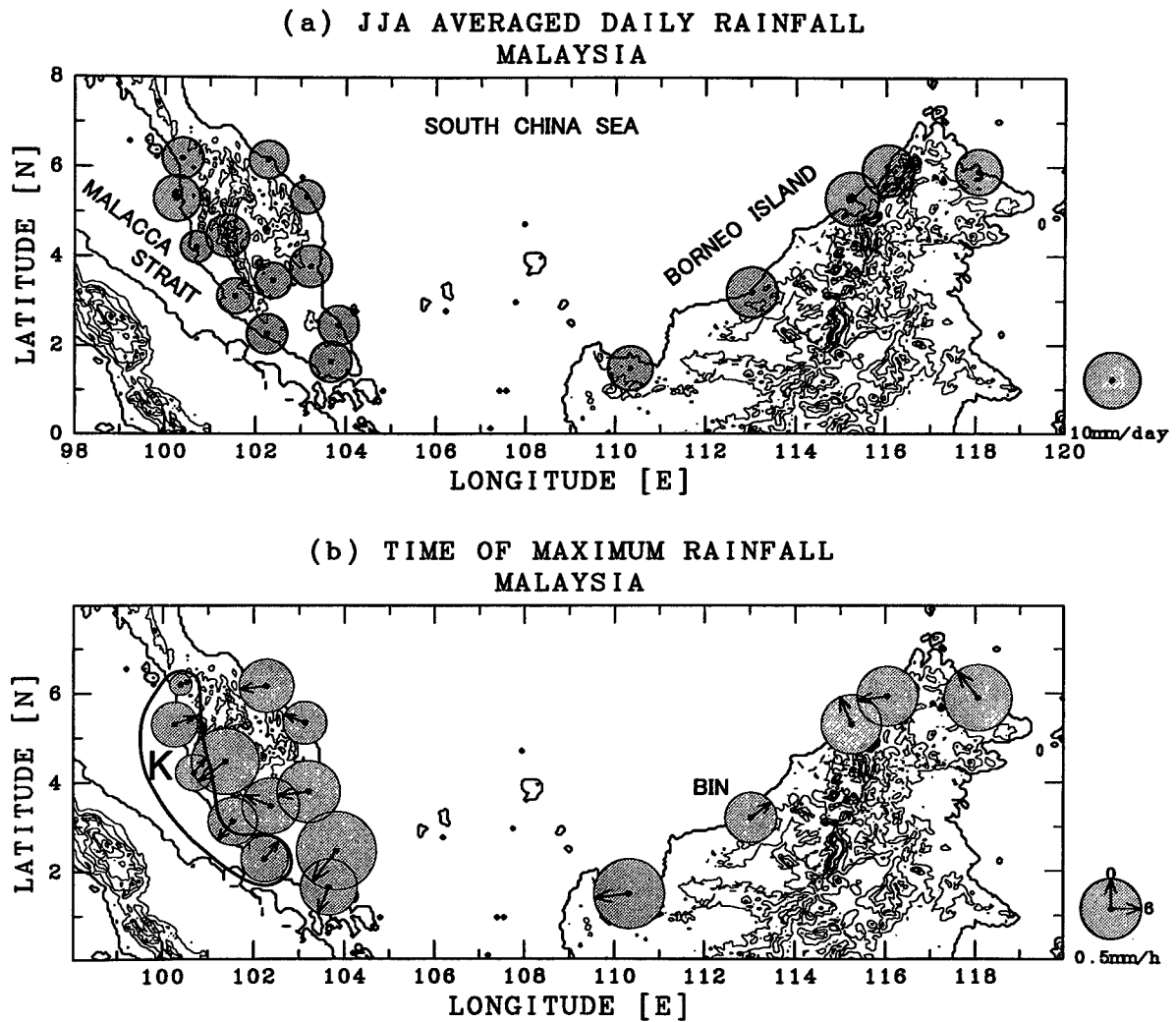


図 3.16: マレーシアの 17 観測点における 6-8 月の平均日降水量。表示は図 3.10 と同じ。マレーシアの地方標準時はグリニッジ標準時 (GMT) + 8 時であるが、これはボルネオ島東部を通る 120°E の経線の地方時に相当する。従って、マレーシア半島の観測点に関しては 105°E の地方時に相当する GMT + 7 時をそこでの地方時とした。ボルネオ島の観測点には GMT + 8 時を適用している。

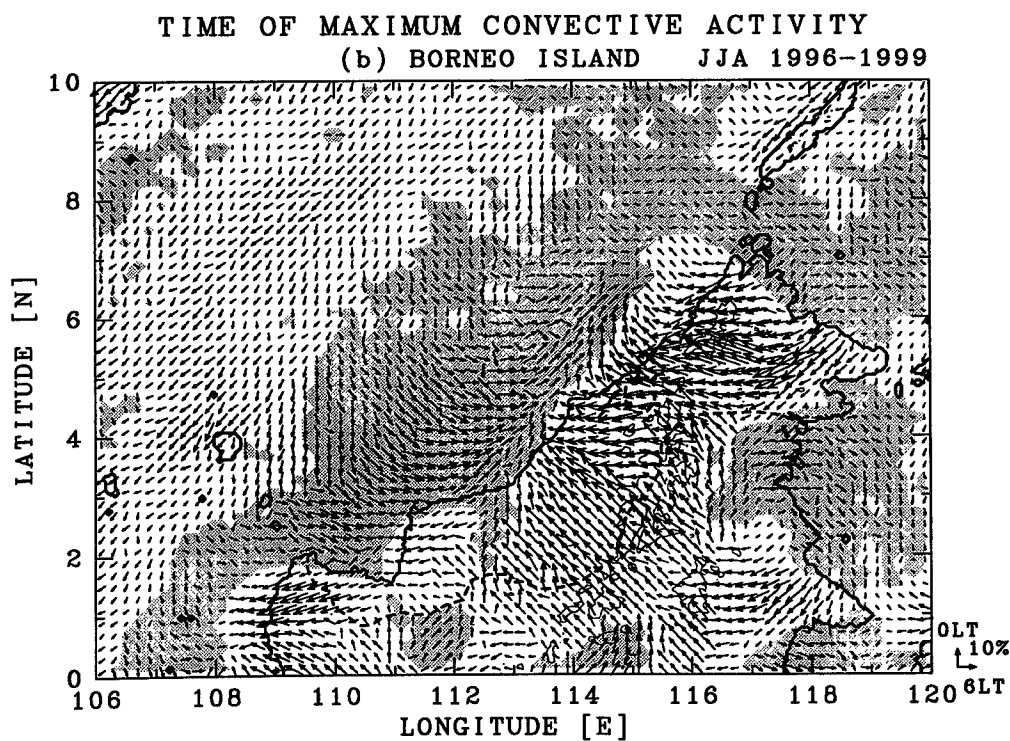
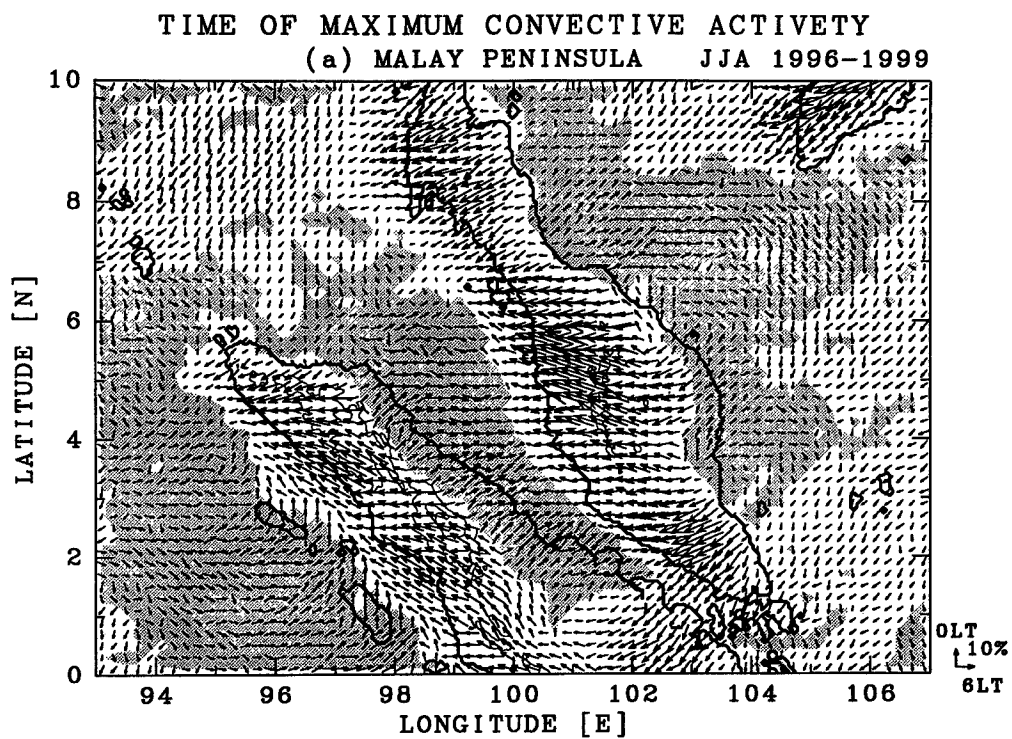


図 3.17: (a) マレー半島付近と (b) ボルネオ島周辺での対流活動の極大時刻。表示は図 3.12 と同じ。

の幅が比較的狭い南部地域と、比較的幅の広い北部地域とを分離して日変化パターンを分類し、それぞれ「マラッカ海峡レジーム」と「西岸レジーム」と名付けた。しかしながら、図 3.17a のマラッカ海峡付近に注目すると、(海陸コントラストに伴う日変化パターンの空間分布は明らかに西方向に 100km 程度ずれてはいるけれども) 海峡全域で深夜・早朝に極大を持つ比較的大きな日変化が確認できる。すなわち、スマトラ島からの陸風による影響は、南部の幅の狭い海峡部だけではなく、マラッカ海峡全域に及んでいる。従って、西岸領域 K での深夜・早朝の極大は、マレー半島からの陸風と南西一般風の下層収束のみならず、スマトラ島からの陸風との収束にも起因するものと考えられる。

ボルネオ島北部では、降水量の極大は 18-23 時に比較的ばらついて現れるが、ピンツール(図 3.16b 中'BIN')では 04 時に極大が現れる。Houze *et al.* (1981) は 1978 年の WMONEX (International Winter Monsoon Experiment) 観測期間中のデータから、このピンツールの沖合いで対流活動が顕著な朝方の極大を示すことを発見し、ボルネオ島からの陸風が北東一般風と収束することにより、この朝方の対流活動の極大が生じることを示した。しかしながら、図 3.17b は、一般風の向きが反対で、しかもかなり弱い(図 3.11) 夏季でも、このような朝方の極大が見られることをはっきりと示している。Nitta and Sekine (1994) の解析でも、このようなボルネオ島北部沿岸海域での朝方の極大がほぼ通年に渡って見られることが示されている。また、図 3.14 や図 3.17 で明らかなように、沿岸海域での対流活動の朝方の極大は、海岸線の向きにあまり関係せず、海岸から数百キロ以内の沿岸海域で広く見ることができる。以上のことから考えて、沿岸地域では、一般風との顕著な収束がなくても、陸風だけの効果で沿岸海域の対流活動を朝方に活発化し得ることが推測される。特に湾などの凹状の海岸線を持つ沿岸海域でこの効果は顕著に見られる。

3.5 第 3 章のまとめ

静止気象衛星 GMS-5 の 1 時間毎の $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子の等価黒体温度 (T_{BB}) データとバングラデシュ、タイ、ベトナム、マレーシアの 101 観測点の 1 時間ないし 3 時間降水量データを用いて、アジア熱帯域の対流活動と降雨の日変化を調べた。

陸上の降水量との比較から、従来使われてきた赤外 1 チャンネル ($11\mu\text{m}$) の T_{BB} よりも、赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルの差 $T_{BB}(IR1) - T_{BB}(WV)$ ($\equiv \Delta T_{BB}$) の方が降水量に対する感度が良いことが示された。故に、本研究では、ある格子での $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度 (%) をその格子での対流活動を評価する指標として用いた。 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ を示す雲は、230K 以下の雲頂温度を示し、この値は過去の研究で使われてきた値 (*e.g.*, Murakami, 1983; Nitta and Sekine, 1994; Chen and Takahashi, 1995; Asai *et al.*, 1998; Harada *et al.*, 1998; Ohsawa *et al.*, 1999) よりも低い。一般に、雲頂温度の低い雲程、日変化の位相は早いことが知られており (*e.g.*, Minnis and Harrison, 1984; Janowiak *et al.*, 1994)、本研究で示される対流活動の極大時刻は、これまでの研究に比べてやや早くなる。さらに、日変化の第一調和成分の極大時刻は、実際の極大時刻よりも、陸上では約 2 時間遅く、海上では約 3 時間早く現れる傾向があることが示された。この時刻差は、対流活動自体の非正弦曲線的な日変化に起因する。対流活動の極大、極小は、平均的に見て、陸上では 17 時及び 11 時に、海上では 14 時及び 22 時に現れ、陸上では極小から極大までの時間が極大から極小までの時間の約 3 分の 1 であり、逆に海上では極小から極大までの時間は極大から極小までの時間よりも約 2 倍長い。従って、24 時間周期の第一調和成分の極大時刻は、

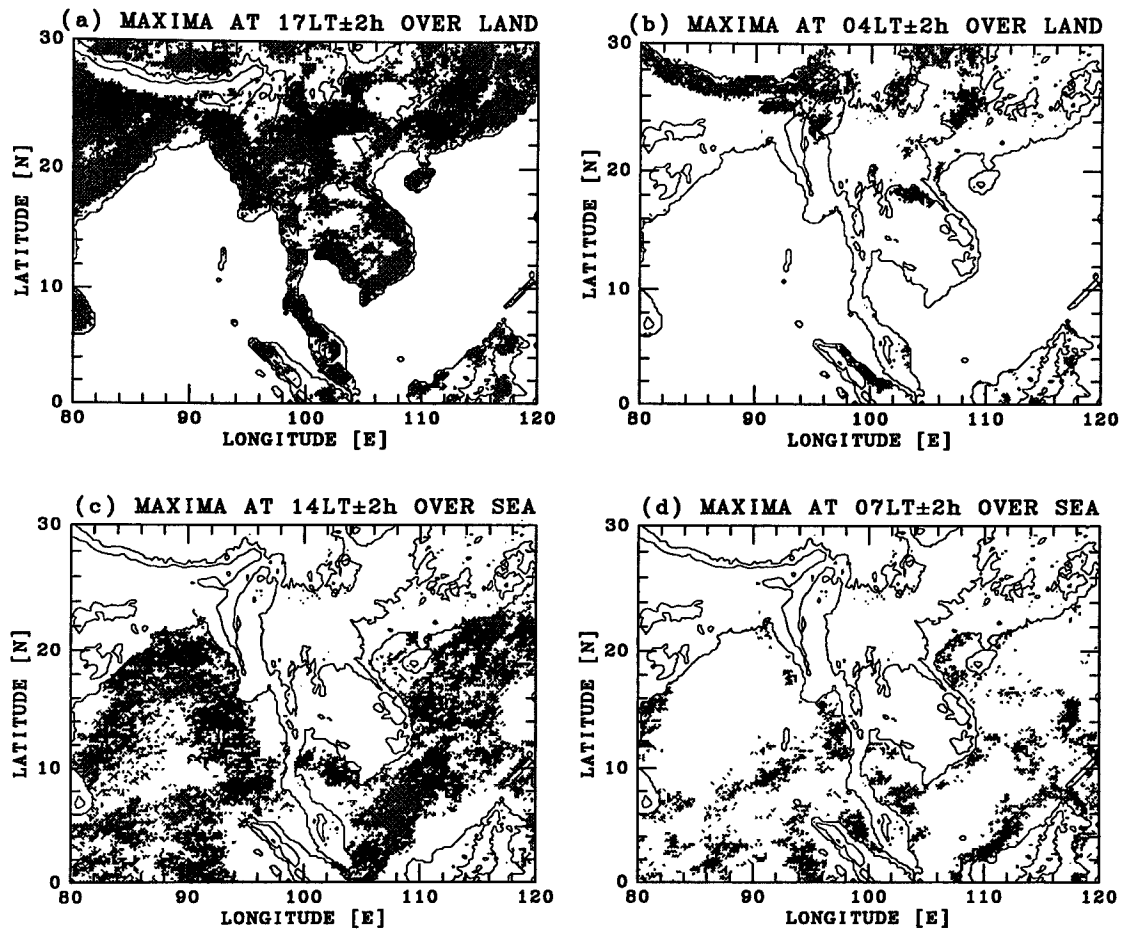


図 3.18: (a) 陸上で、対流活動が 17LT \pm 2 hours に極大になる地域。(b) 同、04LT \pm 2 hours。(c) 海上で、対流活動が 14LT \pm 2 hours に極大になる地域。(d) 同、07LT \pm 2 hours。これらの中央の時刻は図 3.5 に見られる陸上及び海上での極大時刻である。細実線は 500m と 2,000m の等高線を示す。

実際の極大時刻よりも、陸上では遅れ、海上では進む傾向を示す。従来の研究で、日変化パターンの空間分布を示すのに広く使われてきたこの第一調和成分を用いた表示法に関しては、上記の点に留意する必要がある。

80-120°E、0-30°N の解析領域に含まれる 30,000 格子において対流活動が極大になる時刻を調べた結果、陸上全体の約 75% の格子が 17 時を中心とする 14 時から 21 時に極大を示し、海上では約 75% の格子が 14 時を中心とする 11 時から 17 時に極大を示した。これらの午後から夕方にかけての時間帯に対流活動が極大になる地域とは別に、陸上では 04 時頃を中心とする深夜・早朝に、また海上には 07 時頃を中心とする朝方に、対流活動の極大が見られる地域が少なからず存在することが明らかになった。以上、対流活動の極大が起りやすい上記 4 つの時間帯に極大を持つ地域を図 3.18 に示す。

陸上の午後・夕方の極大は日中の太陽放射加熱によるものである（図 3.18a）。一方、陸上の深夜・早朝の極大は、山岳風上地域、盆地・谷地域、海岸地域といった特徴的な地形付近に限定的に見られる（図 3.18b）。典型的な場所としては、ヒマラヤ山麓沿い、シロン高地南側、ブラマプトラ谷上流部、アンナン山脈南西側、ベトナム北部の山岳地南側等が挙げられる。このような場所はすべて、山風や陸風、あるいはそれらと一般風によって下層収束が生じやすい場所であり、従って、この深夜・早朝の極大は、局地循環に起因するものであると考えられる。

海上の午後の極大（図 3.18c）も、TOGA-COARE 期間中の晴天日に観測された様に（Chen and Houze, 1997）、日中の太陽放射加熱に起因するものと考えられる。一方、07 時頃の極大は、海岸から数百キロの近海に限定的に見られる。その典型的な場所は、ベンガル湾最奥部、タイランド湾、トンキン湾、マラッカ海峡、ボルネオ島近海等である。すなわち、早朝のこの極大は、凹状の海岸線を持つ領域に特に顕著に見られることから、陸風に関係する下層収束に起因するものであると考えられる。海岸付近では極大は早朝に見られ、この時刻は沖に向かって徐々に遅くなり、海岸から十分に離れた海域では午後になる、という傾向が見られる。従って、この海上の朝方の極大は大部分が陸地の影響を受けて現れたものであり、これらは、open ocean 上で見られる対流活動や降雨の夜明け前後の極大（*e.g.*, Gray and Jacobson, 1977; Janowiak *et al.*, 1994; Tao *et al.*, 1996）とは成因が異なると考えられる。

指標 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ を用いることにより、陸上降水量と対流活動の極大時刻は全体としてほぼ同じになる。対流活動同様、降水量に関しても午後・夕方に極大を示す地域と、深夜・早朝に極大を示す地域が見られた。101 地点のうち 57 地点が 13 時から 21 時までの間に極大を示し、21 地点が 02 時から 05 時の間に極大を示した。深夜・早朝の極大は、対流活動に関して示されたように、内陸の山岳風上地域、盆地・谷状地域と、海岸地域に見られる。このような深夜・早朝の極大を示す地点は、降水量の多い地点に見られ、これらの地点では、平均的に見て午後・夕方の極大を示す地点の降水量の数倍の降水量がある。従って、深夜・早朝の極大を示す地点は、午後・夕方に極大を示す地点よりも数は少ないが降水量は多いために、地域全体の日変化への両者の寄与はほぼ同じぐらいになる。

陸上域において深夜・早朝に極大となる対流活動や降雨の日変化の重要性は、これまでほとんど指摘されていない。しかしながら、本研究は、このような日変化がヒマラヤ山麓からシロン高原、ベンガル湾東岸沿い、インドシナ半島西岸にかけての、南、東南アジア域の中でも有数な豪雨地帯全域で見られることを明らかにしてきた。すなわち、深夜・早朝に極大を持つこのような対流活動、降水量はアジアモンスーンの熱・水循環を考える上で、大きなファクターとなると考えられる。従って、今後はこのような対流活動、降雨の日変化の物理的なメカニズム、特に豪雨と地形に起因する局地循環との関係を解明していく必要がある。

第4章 結語

第2章においては、バングラデシュでの降雨変動を基準にして見たモンスーン活動の季節内変動について述べた。これまで南アジアでの季節内変動に関する研究は、インドを中心に行われてきており、活動期・休止期の循環場の違い、変動の周期性、位相の伝播方向、それらの年々変動に焦点が置かれてきた。本研究では、これらのインド中心の研究をバングラデシュというやや高緯度に位置する別の視点から検討してきた。特に、1995年1シーズンの季節内変動を様々なデータから多角的に捕らえることにより、季節内変動と個々の降雨イベントとの関係にまで踏み込んで解析を行った。その結果、季節内変動の位相の北進と地形、あるいは地形に起因する局地循環との相互作用が、バングラデシュの降雨現象に重要な役割を果たしていることが明らかになった。また、降水量の多いバングラデシュ北部のシロン高地付近では、顕著な日変化を示す局地的な対流活動が見られ、深夜から早朝にかけて活動が活発になる傾向があることが示された。この深夜から早朝にかけての局地的な対流活動の活発化は、北側の山岳地形に起因する夜間の局地循環と南西モンスーンとによる下層収束がその原因であると考えられる。

第3章では、第2章での結果を踏まえ、対流活動と降雨の日変化について、バングラデシュを含むアジア熱帯域での特性を気候学的な観点から調べた。その結果、深夜・早朝に極大を示す対流活動や降雨の日変化は、タイやベトナム領土内の山岳風上地域でも同様に見られることが明らかになった。高い空間分解能を持つ気象衛星データの解析から、このような深夜・早朝の極大は、山岳風上地域だけでなく、内陸の盆地・谷状地域や海岸地域にも見られることがわかった。これらの地域は、地形に起因する局地循環が発生しやすく、下層風の収束が起こりやすい場所という点で共通している。またこのような深夜・早朝の極大は、午後・夕方に極大が見られる地域に比べて降水量の多い地域で見られるので、結果的に地域全体の降水量の日変化は、深夜・早朝と午後・夕方に同じぐらいの偏差をもつ半日周期的な変動を示した。すなわち、地域的なエネルギー・水循環を考える上で、深夜・早朝に極大を持つ対流活動や降雨の日変化は、考慮されるべき重要なファクターであることが示された。

一般的に、降水量が山岳風上地域で多くなることは、湿潤な下層モンスーンの山岳による収束及び強制上昇という観点から解釈されている。本論文の結果は、新たに、地形と降水量の関係が地形に起因する局地循環によって密接に結びついていることを強く示唆するものである。なぜなら、地形による強制上昇のメカニズムだけでは降水量の日変化は説明できないからである。この結果は、高い時間空間分解能（1時間間隔、 $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ 格子）を持つ気象衛星データや、複数の国から得られた1時間もしくは3時間降水量データを同時に解析することによって、アジア熱帯域では初めて包括的に明らかになったことであり、今後の物理的、理論的研究に対しての萌芽的役割を持つ解析結果であると言える。

今後すべき課題は、多降水量地域での局地循環を実際に検出し、降水メカニズムを物理

的に把握することである。この課題への第一歩として、筆者らは、典型的な深夜・早朝の極大が見られるタイ北東部で行われた GAME-Tropics の観測データ（降水量データ、ゾンデ観測データ、ドップラーレーダデータ、衛星観測データ等）を用いて、北部山岳地との間での局地循環を検出するための解析を始めている。また、利用できる実測データの限度を考慮して、数値モデルを用いた局地循環の物理的なメカニズムの考察を予定し、現在そのための準備を進めている。

論文目録

Thesis の基礎となった論文は以下の 2 篇である。

1. Intraseasonal variation of monsoon activities associated with the rainfall over Bangladesh during the 1995 summer monsoon season
(1995 年夏季モンスーン期のバングラデシュでの降雨に関連するモンスーン活動の季節内変動)
Journal of Geophysical Research, (平成 11 年 7 月投稿), 掲載予定
Teruo Ohsawa, Taiichi Hayashi, Yasushi Mitsuta, Jun Matsumoto の共著
2. Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia
(アジア熱帯域での対流活動と降水量の日変化)
Journal of the Meteorological Society of Japan, (平成 11 年 12 月投稿), 投稿中
Teruo Ohsawa, Hiromasa Ueda, Taiichi Hayashi, Akira Watanabe, Jun Matsumoto の共著

謝辞

第2章と第3章で用いたバングラデシュの高層観測、地上観測データは、1995-97年に日本国際協力事業団（JICA）の支援の下で行われた Japan-Bangladesh Joint Study Project の中でバングラデシュ気象局より提供して頂きました。また雨量計データは、岡太郎教授（京大防災研教授）より提供して頂きました。タイ、ベトナムの地上観測データ、降水量データは、1996年から行われている GAME-Tropics（GEWEX Asian Monsoon Experiment）の中で、タイ及びベトナムの中央気象局より提供頂きました。マレーシアの降水量データは、同国気象局より松本淳助教授（東大理学系研究科）、沖大幹助教授（東大生産研）が入手したものを使わせて頂きました。また、本論文の作図には地球流体電腦ライブラリを使わせて頂きました。

本研究をまとめるにあたって、数多くの方々の御指導、御協力を頂きました。故光田寧名誉教授には、本研究のきっかけとなった1995年のバングラデシュへの渡航から博士課程の途中に至るまで、研究方針や結果の検討、論文の査読等、時に厳しく時に優しく御指導を賜りました。木田秀次教授には、博士課程1年次に指導教官として御指導賜りました。研究指導体制の過渡期で、木田先生ご自身も多くの学生を抱え、とても大変な状況であったにも関わらず、いつも私の研究生活についてご配慮下さり、また訪問した際には熱心に御指導下さいました。植田洋匡教授には、私のわがままで博士課程2年次より指導教官を引き受けて頂きました。バングラデシュやタイへの渡航を含めて、博士課程中の研究活動のあらゆる面でお世話になりました。常に研究内容の非常に細かい部分にまで目を配ってコメントして下さい、また時に深夜遅くまで解析結果の議論にお付き合い下さいました。植田先生のいつも前向きな思考には幾度となく勇気づけられ、ここまで研究を進めることができました。林泰一助教授にはバングラデシュでの資料収集、研究発表をはじめ、研究生活、投稿論文の査読まで、修士課程から博士課程までの計5年間お世話頂きました。2度にわたるバングラデシュ渡航に同行させて頂くことで、他国での資料収集の困難さ、観測データの貴重さを身をもって体験させて頂きました。今日熱帯域でのデータ解析を中心とした研究を続けて来られたのも林先生あつてのことだと思っています。石川裕彦助教授には特に衛星データの処理に関して大変お世話になりました。本研究では、当研究室で受信した衛星データが解析の主力になっていますが、それらはほとんど石川先生の作られたデータ処理プログラムをベースに処理されています。里村雄彦助教授は、京都大学と GAME-Tropics との仲介役として私の GAME-Tropics への参加を申請して下さい、私の熱帯での研究を決定付けて下さいました。また、タイ滞在中や学会前の時間等に、解析結果に対していつも的確なコメント、アドバイスを下さいました。

学外の方々にも多くの御指導、御協力を頂きました。バングラデシュから GAME-Tropics でのデータに至るまで、本研究で用いた熱帯各国の現地データの入手に関しては、大部分が松本淳東大理学系研究科助教授の御尽力に関わっており、また松本先生は毎回丁寧に投稿論文の査読をして下さいました。GAME-Tropics のゾンデ観測の責任者である渡辺明福島大学教育学部教授には、渡航手続き、現地での観測、解析結果の議論、投稿論文の査読等の面で大変お世話になりました。

研究室では、常に研究生活の支援、温かな励ましを頂きました。助手の堀口光章先生に

は、随所随所で研究内容に対する的確な助言を頂き、また研究室内の計算機環境への配慮を頂きました。先輩の竹見哲也さん（現、大阪大工学部助手）は、学部時代より5年間、私生活から研究の進め方に至るまで様々なアドバイスを下さり、理想の学生像として常に私の心の中の目標でありました。事務の細井洵子さん、戸田嘉子さんは身の回りの生活面、事務面でのお世話を下さり、また常に温かく応援して下さいました。また研究室の後輩の皆様には、研究上の相談や研究生活の面で大変お世話になりました。

皆様、そして陰で研究を支えて下さった多くの方々に、心より感謝し、厚くお礼申し上げます。

最後に、私の学生生活をずっと温かく見守って下さった両親に、心より感謝の意を表します。

1999年12月 大澤輝夫

付録

表 A1: List of stations and available data at each station

No.	Station Name	WMO Index Number	Lati- tude	Longi- tude	Elev- ation	3-hourly Surface Data	Monthly Rainfall Data	30-year Mean Data	Rain Gauge Data	ABDR
1	BOGRA	41883	24°51'N	89°22'E	18m	○		○		○
2	CHITTAGONG/AMB	41977	22°21'N	91°49'E	33m	○				
3	CHITTAGONG/PAT	41978	22°16'N	91°49'E	4m	○		○		○
4	COMILLA	41933	23°26'N	91°11'E	9m	○		○		○
5	COX'S BAZAR	41992	21°26'N	91°58'E	2m	○		○		○
6	DHAKA	41923	23°46'N	90°23'E	8m	○		○		○
7	DINAJPUR	41863	25°39'N	88°41'E	36m	○		○		○
8	FARIDPUR	41929	23°36'N	89°51'E	8m	○		○		○
9	FENI	41943	23°02'N	91°25'E	6m	○		○		○
10	ISHURDI	41907	24°08'N	89°03'E	14m	○		○		○
11	KHULNA	41947	22°47'N	89°32'E	3m	○		○		○
12	KUTUBDIA	41989	21°49'N	91°51'E	2m	○		○		○
13	MADARIPUR	41939	23°10'N	90°11'E	7m	○		○		○
14	MONGLA	41958	22°20'N	89°30'E	2m	○				
15	MYMENSINGH	41886	24°43'N	90°26'E	18m	○		○		○
16	RAJSHAHI	41895	24°22'N	88°42'E	17m	○		○		○
17	RANGPUR	41859	25°44'N	89°14'E	33m	○		○		○
18	SANDWIP	41964	22°29'N	91°26'E	2m	○		○		○
19	SATKHIRA	41946	22°43'N	89°05'E	4m	○		○		○
20	SRIMANGAL	41915	24°18'N	91°44'E	22m	○		○		○
21	SYLHET	41891	24°54'N	91°53'E	34m	○		○		○
22	TANGAIL	41909	24°15'N	89°56'E	12m	○				
23	TEKNAF	41998	20°52'N	92°18'E	5m	○		○		○
24	BARISAL	41950	22°45'N	90°22'E	4m		○	○		
25	BHOLA	41951	22°41'N	90°39'E	4m		○	○		
26	CHANDPUR	41941	23°16'N	90°42'E	6m		○	○		
27	JESSORE	41936	23°11'N	89°10'E	6m		○	○		
28	MAJIDICOURT	41953	22°52'N	91°06'E	5m		○	○		
29	RANGAMATI	41966	22°38'N	92°12'E	63m		○	○		
A	DHAKA/BUET	—	23°43'N	90°23'E	—				○	
B	JAFLANG	—	25°11'N	92°04'E	—				○	
C	HAILHAOR	—	24°23'N	91°40'E	—				○	
D	HOBIGONJ	—	24°22'N	91°25'E	—				○	
E	NETROHAOR	—	25°02'N	92°05'E	—				○	
F	SYLHET/SJLL-UNIV	—	24°55'N	91°50'E	—				○	
G	SOFIABAD	—	24°17'N	91°33'E	—				○	

表 A2: Inventory of Stations (1)

No.	Station Name	WMO Number	Latitude	Longitude	Elevation	Data Period	Data Resolution
BANGLADESH							
1	BOGRA	41883	24°51'N	89°22'E	18m	1995	3 hours
2	CHITTAGONG/AMB	41977	22°21'N	91°49'E	33m	1995	3 hours
3	CHITTAGONG/PAT	41978	22°16'N	91°49'E	4m	1995	3 hours
4	COMILLA	41933	23°26'N	91°11'E	9m	1995	3 hours
5	COX'S BAZAR	41992	21°26'N	91°58'E	2m	1995	3 hours
6	DHAKA	41923	23°46'N	90°23'E	8m	1995	3 hours
7	DINAJPUR	41863	25°39'N	88°41'E	36m	1995	3 hours
8	FARIDPUR	41929	23°36'N	89°51'E	8m	1995	3 hours
9	FENI	41943	23°02'N	91°25'E	6m	1995	3 hours
10	ISHURDI	41907	24°08'N	89°03'E	14m	1995	3 hours
11	KHULNA	41947	22°47'N	89°32'E	3m	1995	3 hours
12	KUTUBDIA	41989	21°49'N	91°51'E	2m	1995	3 hours
13	MADARIPUR	41939	23°10'N	90°11'E	7m	1995	3 hours
14	MONGLA	41958	22°20'N	89°30'E	2m	1995	3 hours
15	MYMENSINGH	41886	24°43'N	90°26'E	18m	1995	3 hours
16	RAJSHAHI	41895	24°22'N	88°42'E	17m	1995	3 hours
17	RANGPUR	41859	25°44'N	89°14'E	33m	1995	3 hours
18	SANDWIP	41964	22°29'N	91°26'E	2m	1995	3 hours
19	SATKHIRA	41946	22°43'N	89°05'E	4m	1995	3 hours
20	SRIMANGAL	41915	24°18'N	91°44'E	22m	1995	3 hours
21	SYLHET	41891	24°54'N	91°53'E	34m	1995	3 hours
22	TANGAIL	41909	24°15'N	89°56'E	12m	1995	3 hours
23	TEKNAF	41998	20°52'N	92°18'E	5m	1995	3 hours
G1	DHAKA/BUET	—	23°43'N	90°23'E	—	1995	1 hour
G2	JAFLANG	—	25°11'N	92°04'E	—	1995	1 hour
G3	HAILHAOR	—	24°23'N	91°40'E	—	1995	1 hour
G4	HOBIGONJ	—	24°22'N	91°25'E	—	1995	1 hour
G5	NETROHAOR	—	25°02'N	92°05'E	—	1995	1 hour
G6	SYLHET/SJLL-UNIV	—	24°55'N	91°50'E	—	1995	1 hour
G7	SOFIABAD	—	24°17'N	91°33'E	—	1995	1 hour
THAILAND							
1	ARANYAPRATHET	48462	13°42'N	102°35'E	47m	1992-97	3 hours
2	CHAIYAPHUM	48403	15°48'N	102°02'E	182m	1992-97	3 hours
3	CHANTHABURI	48480	12°36'N	102°07'E	3m	1992-97	3 hours
4	CHIANG MAI	48327	18°47'N	98°59'E	312m	1992-97	3 hours
5	CHIANG RAI	48303	19°55'N	99°50'E	394m	1992-97	3 hours
6	CHON BURI	48459	13°22'N	100°59'E	1m	1992-97	3 hours
7	CHUMPHON	48517	10°29'N	99°11'E	3m	1992-97	3 hours
8	DON MUANG	48456	13°55'N	100°36'E	4m	1992-97	3 hours
9	HUA HIN	48475	12°35'N	99°57'E	5m	1992-97	3 hours
10	KAM PAENG PHET	48380	16°29'N	99°32'E	80m	1992-97	3 hours
11	KHLONG YAI	48501	11°46'N	102°53'E	2m	1992-97	3 hours
12	KHON KAEN	48381	16°26'N	102°50'E	165m	1992-97	3 hours
13	KO SAMUI	48550	9°28'N	100°03'E	5m	1992-97	3 hours
14	LAMPANG	48328	18°17'N	99°31'E	241m	1992-97	3 hours
15	LOEI	48353	17°27'N	101°44'E	253m	1992-97	3 hours
16	LOP BURI	48426	14°48'N	100°37'E	10m	1992-97	3 hours
17	MAE HONG SON	48300	19°18'N	97°50'E	267m	1992-97	3 hours
18	MAE SARIANG	48325	18°10'N	97°56'E	212m	1992-97	3 hours
19	MAE SOT	48375	16°40'N	98°33'E	196m	1992-97	3 hours
20	MUKDAHAN	48383	16°32'N	104°43'E	138m	1992-97	3 hours

表 A2: Inventory of Stations (2)

Station Name	WMO Number	Latitude	Longitude	Elevation	Data Period	Data Resolution
NAKHON PHANOM	48357	17°25'N	104°47'E	146m	1992-97	3 hours
NAKHON RATCHASIMA	48431	14°58'N	102°05'E	187m	1992-97	3 hours
NAKHON SAWAN	48400	15°48'N	100°10'E	34m	1992-97	3 hours
KANCHANABURI	48450	14°01'N	99°32'E	28m	1992-97	3 hours
NONG KHAI	48352	17°52'N	102°43'E	174m	1992-97	3 hours
RAYONG	48478	12°38'N	101°21'E	3m	1992-97	3 hours
PHETCHABURI	48465	13°09'N	100°04'E	2m	1992-97	3 hours
PHITSANULOK	48378	16°47'N	100°16'E	44m	1992-97	3 hours
PRACHUAP KHIRIKHAN	48500	11°50'N	99°50'E	4m	1992-97	3 hours
ROI ET	48405	16°03'N	103°41'E	140m	1992-97	3 hours
SAKON NAKHON	48356	17°09'N	104°08'E	171m	1992-97	3 hours
SURAT THANI	48551	9°07'N	99°21'E	10m	1992-97	3 hours
SURIN	48432	14°53'N	103°30'E	146m	1992-97	3 hours
TAK	48376	16°53'N	99°09'E	121m	1992-97	3 hours
UBON RATCHATHANI	48407	15°15'N	104°52'E	123m	1992-97	3 hours
UTTARADIT	48351	17°37'N	100°06'E	63m	1992-97	3 hours
VIET NAM						
CA MAU	89140	9°10'N	105°10'E	3m	1981-86, 93-96	1 hour
DA LAT	—	11°57'N	108°26'E	—	1980-85, 93-96	1 hour
DA-NANG	88550	16°02'N	108°11'E	7m	1993-96	1 hour
DIEN BIEN	—	21°24'N	103°01'E	—	1980-85, 93-96	1 hour
DONG HOI	88480	17°31'N	106°35'E	8m	1980-86, 93-96	1 hour
HA GIANG	—	22°49'N	104°59'E	—	1981-86, 93-96	1 hour
HA NOI	88200	21°01'N	105°48'E	6m	1993-96	1 hour
HA TINH	88460	18°21'N	105°54'E	3m	1981-86, 93-96	1 hour
HAU BON	—	13°25'N	108°26'E	—	1981-86, 88-90	1 hour
HUE	88520	16°24'N	107°41'E	17m	1980,82,83,85,93-96	1 hour
NHA-TRANG	88770	12°15'N	109°12'E	10m	1981-84,86,93-96	1 hour
PHU LIEN	88260	20°48'N	106°38'E	119m	1980-86, 93-96	1 hour
PHU QUOC	89170	10°13'N	103°58'E	3m	1980-86, 93-96	1 hour
PLEIKU	88660	13°59'N	108°00'E	801m	1981-85, 93-96	1 hour
QUANG NGAI	88630	15°08'N	108°47'E	9m	1980-85, 93-96	1 hour
QUI NHON	88700	13°46'N	109°13'E	6m	1981-85, 93-96	1 hour
VINH	88450	18°42'N	105°40'E	6m	1980-86, 93-96	1 hour
MALAYSIA						
BAYAN LEPAS	48601	5°18'N	100°16'E	3m	1981-90	1 hour
ALOR SETAR	48603	6°12'N	100°24'E	4m	1981-90	1 hour
KOTA BHARU	48615	6°10'N	102°17'E	5m	1981-90	1 hour
KUALA TRENGGANU	48619	5°20'N	103°08'E	35m	1981-90	1 hour
SITIAWAN	48620	4°13'N	100°42'E	7m	1981-90	1 hour
TANAH RATA	48632	4°28'N	101°23'E	1472m	1984-90	1 hour
SUBANG	48647	3°07'N	101°33'E	17m	1981-90	1 hour
TEMERLOH	48653	3°28'N	102°23'E	39m	1981-90	1 hour
KUANTAN	48657	3°47'N	103°13'E	15m	1981-90	1 hour
MALACCA	48665	2°16'N	102°15'E	9m	1981-90	1 hour
MERSING	48674	2°27'N	103°50'E	44m	1981-90	1 hour
SENAI	48679	1°38'N	103°40'E	38m	1981-90	1 hour
KUCHING	96413	1°29'N	110°20'E	22m	1981-90	1 hour
BINTULU	96441	3°12'N	113°02'E	3m	1981-90	1 hour
LABUAN	96465	5°18'N	115°15'E	29m	1981-90	1 hour
KOTA KINABALU	96471	5°56'N	116°03'E	2m	1981-90	1 hour
SANDAKAN	96491	5°54'N	118°04'E	10m	1981-90	1 hour

参考文献

- Ahmed, R. and S. Karmakar, 1993: Arrival and withdrawal dates of the summer monsoon in Bangladesh. *Int. J. Climatol.*, **13**, 727–740.
- Alexander, G., R. N. Keshavamurty, U. S. De, R. Chellappa, S. K. Das and P. V. Pillai, 1978: Fluctuations of monsoon activity. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **29**, 76–87.
- Asai, T., S. Ke and Y. Kodama, 1998: Diurnal variability of cloudiness over East Asia and the western Pasific ocean as revealed by GMS during the warm season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 675–684.
- Augustine, J. A., 1984: The diurnal variation of large-scale inferred rainfall over the tropical Pacific ocean during August 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1745–1751.
- Bhattacharya, P. K. and S. G. Bhattacharyya, 1980: Diurnal variation of rainfall in the upper catchments of north Bengal rivers. *Mausam*, **31**, 51–54.
- Biswas, B., 1988: Oscillation of the eastern end of the monsoon trough. *Mausam*, **39**, 263–268.
- Brier, G. W. and J. Simpson, 1969: Tropical cloudiness and rainfall related to pressure and tidal variations. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **95**, 120–147.
- Chen, T. C. and J. M. Chen, 1993: The 10-20-day mode of the 1979 Indian monsoon: Its relation with the time variation of monsoon rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2465–2482.
- Chen, S. and R. A. Houze, 1997: Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pasific warm pool. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **123**, 357–388.
- Chen, T.-C. and K. Takahashi, 1995: Diurnal variation of outgoing longwave radiation in the visinity of the South China sea: Effect of intraseasonal variation. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 566–577.
- Choudhury, A. M., 1989: Bangladesh flood -1988 -study by satellite imagery. *Proceedings*

of the International Seminar on Bangladesh Floods -Regional and Global Environmental Perspectives, 1–11, Dhaka, Bangladesh, March 4–6, 1989.

- Fujibe, F., 1988: Diurnal variations of precipitation and thunderstorm frequency in Japan in the warm season. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **39**, 79–94.
- Garreaud, R. D. and J. M. Wallace, 1997: The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3157–3171.
- Gray, W. M. and R. W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1171–1188.
- Hamilton, M. G., 1977: Some aspects of break and active monsoon over Southern Asia during summer. *Tellus.*, **29**, 335–344.
- Harada, J., T. Oki and K. Murakami, 1998: Diurnal variation and its seasonal variation of convective activity over the Indochina Peninsula region by GMS-IR data, (in Japanese with English Abstract). *J. Soc. Hydrol. Water Resour.*, **11**, 371–381.
- Harlar, G. C., A. M. Sud and S. D. Marathe, 1991: Diurnal variation of monsoon rainfall in central India. *Mausam*, **42**, 37–40.
- Hartmann, D. L. and M. L. Michelsen, 1989: Intraseasonal periodicities in Indian rainfall. *J. Atm. Sci.*, **46**, 2838–2862.
- Hayashi, T., J. Matsumoto and T. Ohsawa, 1997: Several characteristics of rainfall in bangladesh during the 1995 summer monsoon season. *Proceedings of final seminar on Japan-Bangladesh Joint Study Project (Topic2)*, 76–81, IFCDR, Bangladesh University of Engineering and Technology.
- Horn, L. H. and R. A. Bryson, 1960: Harmonic analysis of the annual march of precipitation over the United States. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **50**, 157–171.
- Houze, R. A., Jr., S. G. Geotis, F. D. Marks and A. K. West, , 1981: Winter monsoon convection in the vicinity of north Borneo. Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1595–1614.
- Hussain, M. A. and N. Sultana, 1996: Rainfall distribution over Bangladesh stations during the monsoon months in the absence of depressions and cyclonic storms. *Mausam*, **47**, 339–348.
- Janowiak, J. E., P. A. Arkin and M. Morrissey, 1994: An examination of the diurnal cycle in oceanic tropical rainfall using satellite and In situ data. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2296–2311.
- Johnson, R. H. and R. A. Houze, Jr., 1987: A review of recent research on the east Asian

- summer monsoon in China. C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., *Monsoon Meteorology*, Oxford University Press, 60–92.
- Karmakar, S. and A. Khatun, 1996: A statistical study on the highest 24 hours monsoon rainfall in bangladesh. *Proceedings of the seminar on predictability of monsoonal rain and flooding*, 10–25, Bangladesh Meteorological Department.
- Kripalani, R. H., S. V. Singh, N. Panchawagh and M. Brikshavana, 1995: Variability of the summer monsoon rainfall over Thailand -Comparison with features over India. *Int. J. Climatol.*, **15**, 657–672.
- Krishnamurti, T. N. and P. Ardanuy, 1980: The 10 to 20 day westward propagating mode and breaks in the monsoons. *Tellus.*, **32**, 15–26.
- Krishnamurti, T. N. and H. N. Bhalme, 1976: Oscillations of a monsoon system. Part I. Observational aspects. *J. Atm. Sci.*, **33**, 1937–1954.
- Laing, A. G. and J. M. Fritsch, 1993: Mesoscale Convective Complexes over the Indian Monsoon Region. *J. Climate.*, **6**, 911–919.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1994: Observations of the 40-50-day tropical oscillation -A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.
- Matsumoto, J., 1988: Synoptic features of heavy monsoon rainfall in 1987 related to severe flood in Bangladesh. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, **20**, 43–56.
- Matsumoto, J., M. R. Rahman, T. Hayashi and N. Monji, 1996: Rainfall distribution over the Indian subcontinent during the 1987 and 1988 severe floods in Bangladesh. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, **28**, 25–44.
- Meisner, B. N. and P. A. Arkin, 1987: Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large-scale tropical convective cloudiness and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2009–2032.
- Minnis, P. and E. F. Harrison, 1984: Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES Data. Part II: November 1978 cloud distributions. *J. Appl. Meteor.*, **23**, 1012–1031.
- Murakami, M., 1976: Analysis of summer monsoon fluctuations over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 15–31.
- Murakami, M., 1983: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 60–75.
- Murakami, T., 1976: Cloudiness fluctuations during the summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 175–181.
- Negri, A. J., R. F. Adler, R. A. Maddox, K. W. Howard and P. R. Keehn, 1993: A

- regional rainfall climatology over Mexico and the southwest United States derived from passive microwave and geosynchronous infrared data. *J. Climate.*, **6**, 2144–2161.
- Nieuwolt, S., 1968: Diurnal rainfall variation in Malaysia. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **58**, 313–326.
- Nitta, T. and S. Sekine, 1994: Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627–641.
- Ohsawa, T., H. Ueda and A. Watanabe, 1999: Climatological features of convective activity and rainfall over thailand during the summer monsoon season. *Enhanced Rawinsonde Observation for GAME-Tropics IOP in 1998*, GAME-Tropics Publication No.5, CCSR, Univ. of Tokyo, 310–319.
- Ohsawa, T., T. Hayashi, and Y. Mitsuta, 1997a: Characteristics of rainfall in bangladesh during summer monsoon season. *Proceedings of International Conference on Large Scale Water Resources Development in Developing Countries*, MM31–MM38.
- Ohsawa, T., T. Hayashi, T. Oka, Y. Mitsuta, M. Salehin and M. F. Qayyum, 1997b: Relations between meso-scale disturbances and heavy rainfall in bangladesh during the 1995 summer monsoon season. *Proceedings of International Symposium on Natural Disaster Prediction and Mitigation*, 433–438.
- Oki, T. and K. Musiake, 1994: Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1445–1463.
- Pant, G. B. and K. Rupa Kumar, 1997: *Climate of South Asia*. John Wiley & Sons, 320pp.
- Prasad, B., 1970: Diurnal variation of rainfall in India. *Indian J. Met. Geophys.*, **21**, 443–450.
- Prasad, B., 1974: Diurnal variation of rainfall in Brahmaputra valley. *Indian J. Met. Geophys.*, **25**, 245–250.
- Ramage, C. S., 1964: Diurnal variation of summer rainfall of Malaya. *J. Tropical Geography*, **19**, 62–68.
- Ramage, C. R., 1971: *Monsoon Meteorology*. Academic Press, 296pp.
- Rao, Y. P., 1976: *Southwest Monsoon*. India Meteorological Department, 366pp.
- Riley, G. T., M. G. Landin and L. F. Bosart, 1987: The diurnal variability of precipitation across the central Rockies and adjacent Great Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1161–1172.
- Salehin, M., A. Haque and J. U. Chowdhury, 1998: Investigation of issues related to

- ties and tsunami during 1998 flood. *Performance evaluation of FCD/FCDI projects during 1998 flood*, IFCDR, Bangladesh University of Engineering and Technology.
- Sikka, D. R. and S. Gadgil, 1980: On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian latitudes during the Southeast Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1840–1853.
- Sui, C. H., K. M. Lau, Y. N. Takayabu and D. A. Short, 1997: Diurnal variations in tropical oceanic cumulus convection during TOGA COARE. *J. Atm. Sci.*, **54**, 639–655.
- Tao, S. and L. Chen, 1987: A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China. C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., *Monsoon Meteorology*, Oxford University Press, 60–92.
- Tao, W. T., S. Lang, J. Simpson, C. H. Sui, B. Ferrier and M. D. Chou, 1996: Mechanisms of cloud-radiation interaction in the tropics and midlatitudes. *J. Atm. Sci.*, **53**, 2624–2651.
- Tokuno, M. and K. Tsuchiya, 1994: Classification of cloud types based on data of multiple satellite sensors. *Adv. Space Res.*, **14**, (3)199–(3)206.
- Wallace, J. M., 1975: Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 406–419.
- Webster, P. J., 1987: The variable and Interactive Monsoon. J. S. Fein and P. L. Stephens, Ed., *Monsoons*, John Wiley & Sons.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the Northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227–242.
- Yasunari, T., 1981: Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day period. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 336–354.
- 吉野正敏, 1973: モンスーンアジアの気候学的研究. 吉野正敏 (編), モンスーンアジアの水資源, 古今書院, 7–27.